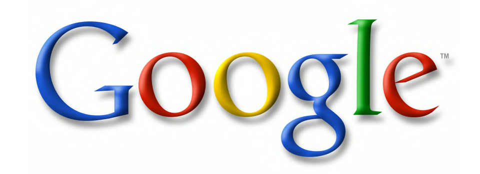
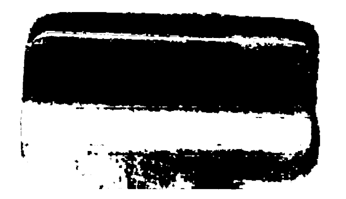










1. Oktober 1905.

Neues Jahrbuch

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie.

Unter Mitwirkung einer Anzahl von Fachgenossen

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Göttingen.

XXI. Beilage-Band.

Erstes Heft.

Mit Taf. I—IX und 17 Textfiguren.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Nägele).
1905.


Digitized by Google

Neues Jahrbuch

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie.

Unter Mitwirkung einer Anzahl von Fachgenossen

herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg. **E. Koken,** in Tübingen. **Th. Liebisch** in Göttingen.

XXI. Beilage-Band.

Mit XXXIV Tafeln und 71 Textfiguren.



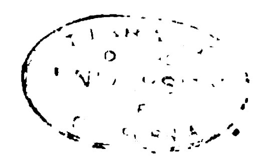
STUTTGART.

E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Nägele).

1906.

Druck von Carl Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Inhalt.



Der Vulkanberg Mte. Ferru in Sardinien.

Von

A. Dannenberg in Aachen.

Mit 1 geologischen Karte (Taf. I) und 9 Textfiguren.

Seit einer Reihe von Jahren beschäftigte mich das Studium der mannigfaltigen, in ihren Einzelheiten noch wenig bekannten vulkanischen Bildungen Sardiniens.

Nachdem ich in einer früheren Notiz [1] über die Vorkommen von Deckenbasalten im mittleren und östlichen Teile der Insel berichtet hatte, wandte ich bei meinen letzten Besuchen, im Frühjahre 1903 und 1904, meine Aufmerksamkeit ausschließlich dem an der Westseite gelegenen größten sardinischen Vulkanberg, dem Mte. Ferru und seiner nächsten Umgebung zu.

Der Liberalität der kgl. Akademie der Wissenschaften zu Berlin, die mir beide Male bereitwilligst die erbetene Unterstützung zur Ausführung meiner Reise gewährte, verdanke ich es, daß ich diese Untersuchungen in der geplanten Weise durchführen konnte.

Ein vorläufiger Bericht, der zur allgemeinen Orientierung dienen kann, erschien in den „Sitzungsberichten" der kgl. Akademie [2]. Er behandelt eingehender die nördlichen Grenzgebiete des Vulkans, worauf hier nur hingewiesen sei.

Die gegenwärtige Arbeit soll nunmehr die Gesamtergebnisse der geologischen Aufnahme des Vulkanberges selbst im Zusammenhange zur Darstellung bringen.

---

[1] Die Deckenbasalte Sardiniens. Centralbl. f. Min. etc. 1902. No. 11.

[2] Der Mte. Ferru in Sardinien. Sitz. d. k. Akad. d. Wiss. **40.** 1903. Phys.-math. Kl. 30. Juli.

Schon vor längerer Zeit hat bekanntlich Doelter unserem Vulkan eine monographische Bearbeitung gewidmet, doch fehlte es zu jener Zeit noch völlig an einer brauchbaren topographischen Unterlage. Diese war erst in den letzten Jahren mit dem Erscheinen der betreffenden Blätter der italienischen Spezialkarte im Maßstabe 1 : 50000 gegeben, die in der Hauptsache eine ausreichende Genauigkeit für die geologische Aufnahme erhoffen ließ, wenngleich für einzelne Teile auch ein größerer Maßstab erwünscht gewesen wäre.

Das Gebiet des Mte. Ferru erstreckt sich über einen großen Teil der vier Blätter: Bosa, Macomér, Santu Lussurgiu, Ghilarza der Spezialkarte, und zwar in der Richtung von Westen nach Osten, vom Meere bis an die Talrinne des Tirso gerechnet in einer Ausdehnung von ca. 35 km, von Norden nach Süden, aus der Gegend von Sennaríolo[1] bis in die Breite von Milis auf etwa 20 km, und bedeckt somit einen Flächenraum von wenigstens 700 qkm, was etwa dem Umfang von 5—6 unserer Meßtischblätter (im Maßstabe 1 : 25000) entspricht. Es liegt auf der Hand, daß eine gleichmäßige, eingehende Untersuchung eines so ausgedehnten Bezirkes im Zeitraume von etwa 8—10 Wochen, wie er mir während der Osterferien der genannten Jahre für diesen Zweck zur Verfügung stand, auch nicht annähernd durchgeführt werden kann. Glücklicherweise konzentriert sich jedoch das Hauptinteresse bei der Erforschung unseres Vulkanberges auf einen viel enger begrenzten zentralen Teil, der sich ungefähr in eine quadratische Fläche von etwa 15 km Seite einschließen läßt (Fig. 1). Alles, was außerhalb dieses Gebietes liegt, gehört dem von den Basaltlaven überfluteten Vorlande des Vulkans an, das in seiner Einförmigkeit nur geringes Interesse beanspruchen kann. Ich durfte mich daher, nach Erledigung der früher geschilderten Untersuchungen über die nördliche Abgrenzung des Mte. Ferru-Systems, bezüglich dieser peripherischen Gebiete auf einige orientierende Exkursionen be-

---

[1] Da die Betonung der sardinischen Ortsnamen oft eine eigenartige ist, halte ich es für zweckmäßig, sie in allen, nicht an sich zweifellos klaren Fällen durch einen besonderen Akzent anzugeben. Der Mte. Ferru selbst hat den Ton auf der ersten Silbe, da sein Name, allerdings nicht widerspruchslos, in der Regel von ferrum abgeleitet wird.

schränken, die mir die Verbreitung und nahezu ausschließliche Herrschaft eben dieser Laven, in Übereinstimmung mit vorhandenen Darstellungen — wie der von Doelter und der geologischen Übersichtskarte von Italien — zur Genüge erwiesen. Im übrigen wandte ich meine Aufmerksamkeit fast ausschließlich jenem zentralen Teile des Vulkangebirges zu, da hier, wo die Produkte der verschiedenen Phasen seiner Entstehung sich berühren und in mannigfacher Weise in-

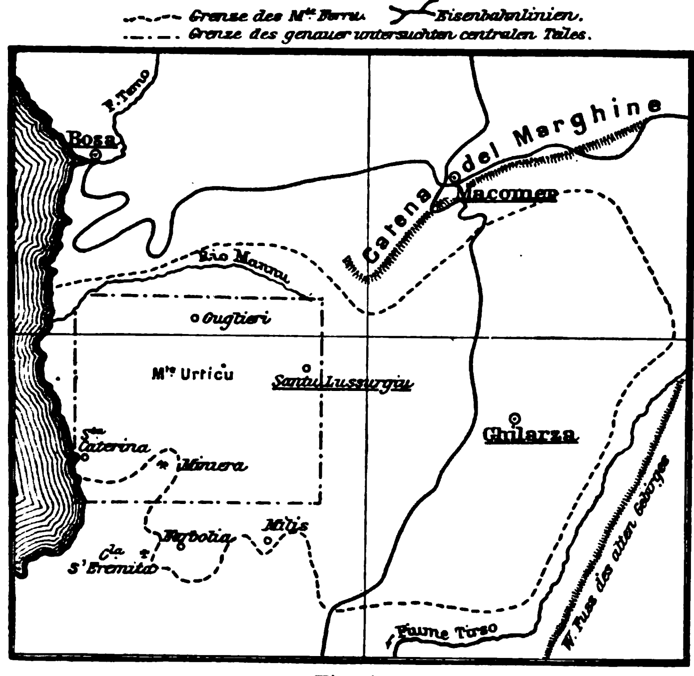


Fig. 1.

einandergreifen, der Schlüssel zum Verständnis des ganzen Vulkanbaues zu suchen war. Wo dieses Kerngebirge mit seinen lehrreichen Aufschlüssen in die einförmige Hülle des äußeren Lavamantels übergeht, wurde die Aufnahmearbeit in der Regel abgebrochen. Es soll selbstverständlich die Möglichkeit nicht geleugnet werden, daß auch im Gebiete des letzteren vielleicht Aufschlüsse von Interesse zu finden wären, sei es rücksichtlich der Verhältnisse des älteren Untergrundes oder in Form isolierter peripherischer Aufbrüche. Jedenfalls

wäre das Aufsuchen solcher Vorkommen, falls sie in der Tat vorhanden sein sollten, in dem ausgedehnten, an Aufschlüssen armen und oft schwer zugänglichen — weil teils von Sümpfen, teils von Kulturland eingenommenen — Gebiete eine äußerst langwierige und voraussichtlich wenig dankbare Arbeit.

Es ergibt sich aus dem Gesagten, daß der hier vorliegende Versuch einer geologischen Karte des Mte. Ferru nur für die zentralen Teile eine gewisse Vollständigkeit in Anspruch nehmen kann, indem hier, soweit die örtlichen Verhältnisse es gestatteten, eine möglichst genaue Festlegung der Gesteinsgrenzen angestrebt wurde.

Zieht man in Erwägung, daß das in dieser Weise durchforschte und auf der Karte zur Darstellung gebrachte Gebiet auch in dieser durch die Umstände gebotenen Beschränkung immer noch einen Flächenraum darstellt, der — vergleichshalber — den des Siebengebirges (etwa 6 $\times$ 6 km) wenigstens um das Sechsfache übertrifft, so wird man auch an diesen bestuntersuchten Teil nicht den Maßstab einer eigentlichen Spezialkartierung legen wollen. Vor allen Dingen glaubte ich auf die Ausscheidung von Gesteinsvarietäten Verzicht leisten zu dürfen, die nicht als geologisch selbständige Körper auftreten. Nur da, wo eine solche Selbständigkeit erkennbar war und ihr zugleich eine entsprechende genetische Bedeutung untergelegt werden konnte, wurde alle Sorgfalt auf eine möglichst exakte Wiedergabe des räumlichen Verhaltens verwandt. Waren diesem Bestreben im allgemeinen auch die meist guten Aufschlüsse in den hier in erster Linie in Betracht kommenden höheren Teilen des Gebirges im ganzen recht günstig, so stellten sich doch auch anderseits manche Schwierigkeiten in den Weg, die hier kurz gekennzeichnet werden mögen. In erster Linie ist hier der dichten, oft undurchdringlichen Vegetationsdecke zu gedenken, die teils als Buschwald, teils auch in der für die westlichen Mittelmeerländer so bezeichnenden Pflanzenformation der „Macchia“ die unbewohnten Täler sowie vielfach auch die Gehänge und die niederen Gipfel verhüllt. Namentlich trifft dies für einen großen Teil des Westabfalls des Gebirges zu im Gebiet des Rio Malancone, R. Bia Josso u. a. O., wo die geologische Untersuchung fast ganz auf die wenigen diese Wildnis durch-

schneidenden Pfade beschränkt ist. In den bewohnten Gegenden wiederum bildet oft die intensive Bodenkultur ein nicht minder wirksames Hindernis wie dort die völlige Wildnis. Namentlich sind es hier die oft von weichen Gesteinsarten, vulkanischen Tuffen und Tertiärbildungen eingenommenen Talniederungen, die das beste Kulturland abgeben und demgemäß fast durchweg mit Äckern, Weinpflanzungen, Olivenhainen etc. bedeckt sind und so zwar dem Auge einen sehr erfreulichen Anblick gewähren, aber jede geologische Untersuchung — ganz abgesehen von der häufigen Ummauerung und sonstigen Einfriedigung — nahezu illusorisch machen. So ist beispielsweise die ganze weite Talmulde zwischen Cúglieri und Sennaríolo, ähnlich auch der Talkessel von Scano, fast ein einziger großer Olivenhain. Ebenso ist auch das Tal des R. Buttoni, oberhalb Cúglieri, ferner das Tal des R. Mámmine als Kulturland großenteils unzugänglich. Die Kartierung kann in allen diesen Fällen selbstverständlich nicht mehr als eine mehr oder weniger glückliche Kombination der vereinzelten an Wegen und in Flusseinschnitten sich bietenden Aufschlüsse geben.

Ferner verschleiert eine starke Blockstreuung von den Höhen, zu der gewisse Gesteine, und zwar gerade solche, die die höchsten Gipfel bilden, in hervorragendem Maße neigen, sehr häufig den anstehenden Untergrund und erschwert oder vereitelt die Festlegung der Gesteinsgrenzen. Wo diese Erscheinung besonders stark entwickelt ist, wurde dies auf der Karte durch eine entsprechende Signatur angedeutet. Eine verwandte Bildung begegnet uns häufig in einer Art Breccie basaltischer oder trachytischer Natur, die ich für alten, verfestigten Gehängeschutt halten möchte. Eine sichere Unterscheidung von eruptiven Breccien oder Konglomeraten ist allerdings kaum in allen Fällen möglich.

Schließlich wäre hier noch der Aufnahmehindernisse zu gedenken, die in der Beschaffenheit des benutzten Kartenmaterials begründet sind. Dieses läßt namentlich in bezug auf Terraindarstellung oft viel zu wünschen, ein Umstand, der die Orientierung um so mehr erschwert, als auch mit der Eintragung der Ortsbezeichnungen oft zu sparsam verfahren ist. Letzteres wird bis zu einem gewissen Grade

entschuldigt durch den häufig zu konstatierenden Mangel an Einheitlichkeit im Gebrauch dieser Bezeichnungen. So nennen z. B. die Bewohner von Santu Lussurgiu den Mte. Urtícu[1], den höchsten Gipfel des Gebirges, Mte. Súghero, während sie den Namen Mte. Urticu auf den nordöstlich davon gelegenen, auf der Karte nur mit der Höhenziffer 1005 bezeichneten Gipfel anwenden. Ebenso verwenden die Bewohner von Cúglieri für dieselben Lokalitäten nicht selten andere Namen als die von Santu Lussurgiu usw.

Wenn ich mir nach alledem der durch die hier angedeuteten Schwierigkeiten notwendig bedingten Mängel des vorliegenden Versuches einer geologischen Karte wohl bewußt bin, so dürften anderseits die hier und da gewiß vorhandenen Abweichungen von den wirklichen Verhältnissen doch nur selten von erheblicher Bedeutung sein, so daß die hier gebotene Darstellung im ganzen wohl als eine hinreichend sichere Grundlage der an diese Aufnahme geknüpften genetischen und allgemein vulkanologischen Schlußfolgerungen gelten dürfte.

Als Hauptergebnisse meiner Arbeit, die einen materiellen Fortschritt in unserer Kenntnis von Aufbau und der Bildungsgeschichte des Vulkans darstellen, glaube ich hier folgende drei Punkte besonders hervorheben zu dürfen:

1. Nachweis eines bisher unbekannten, ziemlich ausgedehnten Vorkommens der älteren vulkanischen Formationen (alter roter Trachyt) inmitten des eigentlichen Mte. Ferru, in seinem südwestlichen Teile.

2. Genauere Gliederung der Eruptionsprodukte nach genetischen Gesichtspunkten.

3. Nachweis einer „posthumen", durch leucitführende Gesteine gekennzeichneten Eruptionsphase nach einer vorausgegangenen „großen Pause der Erschöpfung"[2] des Herdes.

Nicht im Plane der Arbeit lag eine eingehende petrographische Untersuchung des gesammelten Materials. Es wird

---

[1] Die Karte schreibt Mte. Urtigu, Doelter Mte. Urtica; ich hörte stets nur Urticu, womit u. a. auch die Schreibung der geologischen Übersichtskarte von Italien übereinstimmt.

[2] Vergl. A. Stübel, Über die genetische Verschiedenheit vulkanischer Berge. p. 38.

daher immer nur eine allgemeine Charakteristik der Hauptgesteinstypen am geeigneten Orte gegeben werden, soweit sie den Bedürfnissen der geologischen Erörterung entspricht.

Das System des Mte. Ferru.

Lage und äußere Begrenzung. Wie der Vesuv aus der kampanischen Niederung in dem halbkreisförmigen Ausschnitt des Apennin oder der Ätna in seiner fast im Dreiviertelkreis von einem steil abfallenden Gebirgszirkus umschlossenen Kesselsenkung, so erhebt sich der dominierende Vulkanberg Sardiniens in ähnlicher Weise, wenigstens auf dem größeren Teile seines Umfanges völlig isoliert, inmitten einer tiefen Senke, die im Osten, Südosten und Nordosten von dem Abfall des die Osthälfte der Insel bildenden alten Gebirges umschlossen wird. Seinen Westfuß bespült das Meer, sein Südfuß verläuft in die Alluvialebene des Campidano, jenseits welcher, allerdings erst in größerer Entfernung, die paläozoische Gebirgsmasse des südwestlichen Sardiniens (Iglesiente) die weite Senkung begrenzt. So steht der Berg fast von allen Seiten frei da; nur im Norden verschmelzen seine Abhänge ohne ausgeprägte orographische Grenzlinie mit einer höheren Plateaulandschaft[1]. In ihm hat die vulkanische Tätigkeit des sardinischen Bodens, die sich in der zweiten Hälfte der Tertiärzeit, wahrscheinlich seit dem Miozän[2], fast allenthalben auf der Westhälfte der Insel in großartiger Weise entfaltete, ihre bedeutendste Berggestalt geschaffen. An Masse sind ihm allerdings die Trachyte der älteren Eruptivformation zweifellos überlegen, vielleicht auch die mächtige Basaltdecke der nördlich angrenzenden Campeda-Hochfläche. Aber diese Bildungen besitzen keine Individualisierung und lassen sich daher nicht wohl mit einem einzelnen Vulkanberg, wie der Mte. Ferru, in Parallele stellen. Eine Berechnung seines Gesamtvolumens muß sich natürlich auf z. T. ziemlich unsichere und willkürliche Annahmen stützen. Unter Zugrundelegung des oben angegebenen Areals von — mindestens — 700 qkm würde man, bei der gewiß nicht übertriebenen Annahme einer durchschnittlichen Mächtigkeit der Eruptivmassen von etwa 30 m, auf

[1] Vergl. Der Mte. Ferru in Sardinien. I.; l. c. p. 854.

[2] Siehe Ibid. p. 856.

ein Volumen von rund 25 km^3 geführt. An absoluter Höhe steht der Mte. Ferru mit 1050 m (Mte. Urticu) unter den Bergen Sardiniens nicht gerade in erster Reihe, doch wird er auf der Westhälfte der Insel nur von den höchsten Gipfeln des Berglandes von Iglesias (Mte. Linas 1236 m) überragt, während die Höhen der im Norden sein Gebiet begrenzenden „Catena" (z. B. Punta sa Martigusa 1071 m, Corona ruja 1076 m, Mte. Tammedari 1118 m) geologisch bereits der östlichen Inselhälfte angehören.

Der geologisch-tektonische Sinn der oben gekennzeichneten Lage unseres Vulkans ist leicht zu erfassen: sie bezeichnet nahezu die Mitte der großen Grabensenkung, die das alte ostsardinische Bergland von den Horsten im Südwesten (Iglesiente-Sulcis) und Nordwesten (Nurra) der Insel trennt.

Mit den Ausläufern des alten Gebirges im Osten treten die Ergüsse des Mte. Ferru nirgends in Berührung, obwohl sie nur ein schmaler Zwischenraum — im wesentlichen repräsentiert durch die Talrinne des Tirso — scheidet. Es ist nicht undenkbar, daß vor der letzten Austiefung dieser Erosionsfurche die Ferrulaven an einzelnen Stellen diese Scheidelinie überschritten hätten und bis an den Fuß des altkristallinen Gebirges, der Ausläufer des Gennargentu-Stockes, vorgedrungen wären. Eine genaue Untersuchung dieses Gebirgsrandes würde vielleicht noch Reste solcher vorgeschobenen Stromenden auffinden lassen. Für den größeren Teil der in Betracht kommenden Strecke lassen allerdings die Niveauverhältnisse eine solche Ausdehnung auch für frühere Zeiten nicht wahrscheinlich erscheinen.

Grundgebirge. Wo heute der Untergrund des Vulkans, unverhüllt durch jüngere Bildungen, zutage tritt, begegnet man stets Gesteinen der älteren Eruptivformation des roten Trachytes (nebst Tuffen) und den Ablagerungen des Miozän. Nachdem die Beziehungen unseres Vulkans zu diesen Bildungen, speziell an seinem Nordrande, bereits in dem eingangs erwähnten vorläufigen Berichte ausführlicher erörtert sind, mußte von ihrer weiteren Verfolgung am Ost- und Südrande des Gebietes aus den in der Einleitung dargelegten Gründen abgesehen werden, ein Verzicht, zu dem ich mich um so leichter entschloß, als einige als Stichproben in die betreffenden Gegen-

den unternommenen Exkursionen keinerlei Beziehungen von besonderem Interesse erkennen ließen.

Dagegen stellte sich als ein unerwartetes Resultat meiner weiteren Untersuchungen heraus, daß diese Bildungen nicht nur in zwei nicht unbedeutenden Partien vom Südwestrande des Basaltmantels gegen den Kern des Vulkans vordringen, sondern auch in beträchtlicher Ausdehnung mitten in seinen zentralen Teilen auftreten. Schon die Doelter'sche Karte läßt eine umfangreiche Tertiärmasse von Südwesten her in den Basalt des Mte. Ferru einschneiden. Außerdem aber tritt hier, wie ich feststellen konnte, auch die alte Trachytformation in zwei größeren, inselartigen Vorkommen auf: einmal bei der Kapelle des Eremiten Ermanu Mattèu, südwestlich von Narbolía, sodann nördlich davon im Gebiet des Rio Siris bei der „Miniera". Letzterer Name bezieht sich auf die hier vorhandenen Eisenerzgruben, denen der Berg seinen Namen verdankt, und nur für diesen Teil galt ursprünglich der Name Mte. Ferru, der dann von La Marmora — in der Annahme, daß das ganze ein einheitliches Vulkangebilde sei — auf unseren Vulkanberg übertragen wurde. Nun muß gerade dieser namengebende Teil geologisch aus dem Begriff des Mte. Ferru ausscheiden, weil nicht zu dem Vulkan, sondern zum älteren Grundgebirge gehörig. Schon Baldracco[1] muß die Selbständigkeit dieses Gebirgsteiles erkannt haben, da er ihn bestimmt von dem im Mte. Urtícu gipfelnden Vulkanberg, für den La Marmora den Namen in Anwendung bringt, unterscheidet. Bei Doelter erscheinen diese Trachyte auf der Karte unter der Signatur „5. Sanidintrachyt" als „jüngere Trachyte", d. h. also als Produkte des Vulkans Mte. Ferru, doch hebt er bei der Besprechung dieses Gebietes[2] richtig den abweichenden Habitus der betreffenden Gesteine hervor, indem er sie als verquarzt und gebleicht bezeichnet, sowohl an der Kapelle wie in der Gegend der Miniera. In der Tat haben diese Gesteine hier zweifellos tiefgreifende nachträgliche Veränderungen erlitten, offenbar in Zusammenhang mit der Bildung der Eisenerzgänge, doch gelang es, an beiden Stellen wenig oder nicht

[1] C. Baldracco, Cenni sulla costituzione metallifera della Sardegna. (Torino 1854.)

[2] Der Vulkan Mte. Ferru. p. 207.

veränderte Stücke zu finden, die sich in keiner Weise von dem typischen roten Trachyt der älteren Eruptivformation unterscheiden. Es unterliegt daher für mich keinem Zweifel, daß diese Gebiete aus dem Vulkansystem des Mte. Ferru auszuscheiden und dem Grundgebirge zuzurechnen sind. Nach dieser Feststellung erübrigte sich eine nähere Untersuchung dieses für die Entwicklungsgeschichte unseres Vulkans nunmehr belanglos gewordenen, außerdem sehr entlegenen und daher schwer zu erreichenden Gebietes. Seine genauere Erforschung, die noch interessante Ergebnisse liefern dürfte, muß späteren Besuchern überlassen bleiben, insbesondere auch die Feststellung des Verhältnisses von Eruptivgestein (neben dem roten Trachyt auch basische Gesteine von schwarzgrüner Farbe) zu den tertiären Sedimenten. Beide Gruppen sind im Felde keineswegs immer leicht und sicher zu unterscheiden, da die Sedimente — vielleicht auch Tuffe — durch Verkieselung den gebleichten und gleichfalls verkieselten Trachyten sehr ähnlich werden können.

Während diese beiden Vorkommen der alten Trachytformation noch an der Peripherie des Vulkangebietes auftreten, sehen wir in dem dritten neu entdeckten Vorkommen den typischen roten Trachyt des Grundgebirges noch einmal mitten innerhalb der jüngeren Eruptivmassen emportauchen. Das ältere Gestein nimmt hier, fast im Herzen des Mte. Ferru-Vulkans, im Gebiet der Täler des Rio Malancone, Rio Bia Josso und Rio Mámmine einen nicht unbeträchtlichen Flächenraum ein. Da dieses Vorkommen von dem letzterwähnten im Tale des R. Siris an der Oberfläche nur durch einen Streifen der basaltischen Lavahülle des Mte. Ferru getrennt wird, so liegt die Annahme nahe, daß beide unter dieser Decke in unmittelbarem Zusammenhange miteinander stehen, wie das beifolgende Profil (Fig. 2) veranschaulichen soll.

Von dem jüngeren, grauen Trachyt des Mte. Ferru-Systems wird dieser ältere Trachyt teils umlagert, teils aber auch wohl in einzelnen Kuppen durchbrochen. Auf diese Verhältnisse wird bei der speziellen Besprechung des jüngeren Trachyts näher einzugehen sein. Das Auftreten des alten Trachyts in diesen Gegenden läßt sich also dahin charakterisieren, daß von Südwesten her ein breiter Rücken des trachytischen Grund-

gebirges gegen das Zentrum des Vulkans vordringt, der an der Oberfläche stellenweise von dem Basaltmantel verdeckt und außerdem wahrscheinlich von dem Trachyt des Mte. Ferru mehrfach durchbrochen wird. Tertiäre Sedimente scheinen im Bereich dieser zentralen Partie nicht aufzutreten, wohl aber dürften vielleicht gewisse Tuffe, von denen in anderem Zusammenhang die Rede sein wird, die ich als „Ghizo-Tuffe“ bezeichnet habe, in nähere Beziehung zu der alten Trachytformation zu bringen sein. Bemerkenswert ist schließlich die beträchtliche Höhe, zu der sich das Grundgebirge hier erhebt: 655 m in der Pta. Curenzi, besonders im Vergleich zu der

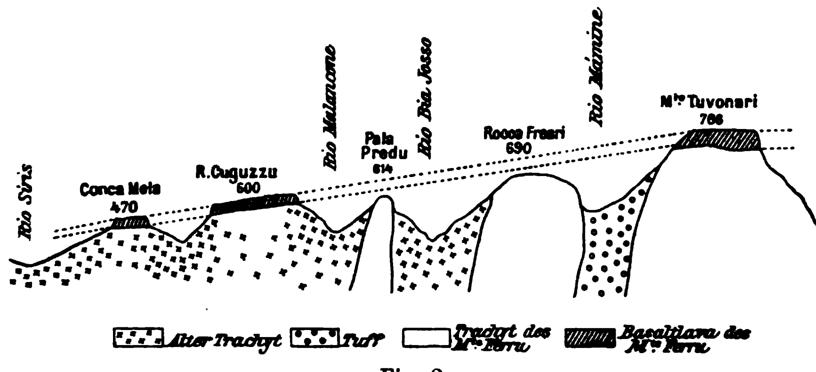


Fig. 2.

tiefen Lage am Nordfuß des Vulkans, wo es, wie früher[1] ausgeführt, in der Talrinne des R. Mannu ebenfalls in Gestalt des alten roten Trachyts (z. T. bedeckt von Miozän) zutage tritt, hier aber kaum zu 200 m ansteigt. Diese höchsten Gipfel der alten Trachytformation sind vielleicht niemals ganz von den Produkten des Mte. Ferru bedeckt gewesen; sie können möglicherweise auch zur Zeit der mächtigsten Entwicklung unseres Vulkans inselartig aus dem Meere seiner Laven und Auswurfsmassen aufgeragt haben.

Im Gegensatz zu dieser rein trachytischen Grundgebirgsmasse, die sich hier von Westen und Südwesten fast in das Herz des jüngeren Vulkanberges vorschiebt, finden wir weiter nördlich, in dem Dreieck zwischen Cúglieri, Scano und Senaríolo ein großes, lediglich von tertiären Ablagerungen ge-

[1] Der Mte. Ferru in Sardinien. I. p. 863 ff.

bildetes „Fenster“ des Untergrundes. Auf diese Bildungen näher einzugehen, ist mir schon aus dem Grunde nicht möglich, weil die beschränkte Zeit, die doch in erster Linie den vulkanischen Bildungen gewidmet werden mußte, eingehendere Beobachtungen und Aufsammlungen im Gebiete der Sedimentformationen ausschloß. Daß diese auch hier, wie in der ganzen Umgebung des Mte. Ferru, dem Miozän angehören, darf wohl bis auf weiteres angenommen werden. Über die Lage dieser Schichten über dem roten Trachyt ist bereits früher (a. a. O.) das Nötige gesagt. Anderseits gehen sie nach oben, wie weiterhin auszuführen sein wird, in die ältesten Tuffe des Mte. Ferru über. Ihre Altersstellung in bezug auf die beiden hier in Betracht kommenden vulkanischen Formationen erscheint somit genügend klargestellt.

Wo nun diese Tertiärbildungen inmitten des Mte. Ferru-Gebietes in dem oben bezeichneten Bezirk zutage treten, zeigen sie ein auffallend unregelmäßiges Verhalten. Wenngleich sie im allgemeinen entsprechend ihrer Natur als „Grundgebirge“ die tieferen Lagen einnehmen und daher ihre Hauptverbreitung in den Talniederungen haben, so erheben sie sich anderseits lokal zu unerwarteten Höhen. Während die durchschnittliche Höhenlage der Tertiäroberfläche in dem angegebenen Gebiet etwa zwischen 270 und 300 m liegt — wenig höher als im Norden, außerhalb des Vulkangebietes, bei Tresnuraghes Magomádas etc. mit rund 230—270 m —, finden wir östlich von Cúglieri Kalke des Tertiär in der Regione Arghentes und R. Crabíles in Höhen von ca. 500 m, und ebenso südlich von Cúglieri unmittelbar unter der Basaltdecke zwischen 450 und 500 m. Gerade diese höchstgelegenen Tertiärvorkommen stellen sich als isolierte Massen dar und sind in so inniger Weise mit den begleitenden Eruptivtuffen verbunden, daß man wohl beiden eine wesentlich gleichzeitige Entstehung zuschreiben muß. Leider fehlt es ganz an Aufschlüssen, die einen klaren Einblick in diese, gewiß interessanten Beziehungen ermöglichten. Die Annahme einer miozänen Meeresbedeckung bis zur Höhe von 500 m braucht, meiner Ansicht, aus den erwähnten Vorkommen nicht mit Notwendigkeit abgeleitet zu werden. Gerade in der näheren Umgegend von Cúglieri scheinen wiederholte Durchbrüche der jüngeren Trachyte durch die

mit dem Tertiär verbundenen Tuffe stattgefunden zu haben. Ich halte es daher nicht für ausgeschlossen, daß die erwähnten, doch immerhin wenig umfangreichen Tertiärmassen durch lokale vulkanische Hebung in jene abnorm hohe Lage gekommen sind.

Die Lagerungsverhältnisse der Tertiärbildungen innerhalb unseres Vulkangebietes sind überhaupt, soweit meine, hinsichtlich der Sedimentärformationen allerdings nur flüchtigen Beobachtungen gehen, wenig klar, woran neben den unzureichenden Aufschlüssen auch der Mangel an deutlicher Schichtung, sowie der rasche petrographische Fazieswechsel schuld sind.

Das herrschende Gestein dürfte ein lockerer, hellgelblicher Mergel sein, der stellenweise in reinen Kalk übergeht und oft großen Reichtum an Versteinerungen (Korallen, Bryozoen, große Zweischaler, Seeigel etc.) enthält. Eine völlig abweichende, sandige Fazies findet sich in der Umgegend von Scano östlich und westlich von diesem Orte in Form einer Arkose und hat hier dem Mte. s'Arena seinen Namen verschafft. Dieselbe Verbindung von kalkig mergeliger mit sandiger Fazies, letztere durch Sande und Konglomerate vertreten, finden wir auch außerhalb des eigentlichen Vulkangebietes wieder an seinem Südwestrande, in der Gegend zwischen Narbolia und Sta. Caterina.

Da man, wie früher ausgeführt, in den Kalken und Mergeln offenbar Strandbildungen zu sehen hat, dürften jene Sande und Konglomerate wohl Flußmündungen bezeichnen.

Der eigentliche Vulkanberg.

Äußere Form. Wie bereits früher ausgeführt, besitzt der Mte. Ferru eine sehr charakteristische Form, die sich — besonders in der Profillinie — von der Kegelform eines typischen Aufschüttungsvulkans wesentlich unterscheidet und am besten als flach schildförmige Erhebung gekennzeichnet wird. So stellt er sich namentlich aus einiger Entfernung dar, wo die, seine oberen und mittleren Gehänge durchfurchenden, oft tief und steilwandig eingeschnittenen Täler und Schluchten nur wenig in die Erscheinung treten.

Bedingt ist diese Form in erster Linie durch die massenhaft und in dünnflüssigem Zustande ergossenen basaltischen

Laven, die fast den ganzen Berg einhüllen und unmerklich in das flache Vorland im Osten und Süden verlaufen.

Drei weite und tiefe, calderaartige Kesseltäler sind in die Flanken dieses flachen Bergrückens eingesenkt und vermitteln einen Einblick in seinen inneren Bau. Ich bezeichne sie der Kürze halber als Calderen, da sie sich einerseits nicht immer mit einfachen Erosionstälern decken, anderseits einen so charakteristischen Zug in der Morphologie des Berges darstellen, daß das Bedürfnis eines besonderen Namens für diese Erscheinung nicht von der Hand zu weisen ist. Eine bestimmte Vorstellung über ihre Entstehung soll mit dem Gebrauch dieses Namens zunächst noch nicht verbunden sein. Es sind diese drei großen Kesseltäler:

1. im Osten die Caldera von Stu. Lussurgiu, durchflossen vom Rio sos Molinos;

2. im Nordwesten die Caldera von Cúglieri mit dem Rio di Buttoni;

3. im Südwesten die große, von den Bächen Rio Mámmine, Rio Bia jossu und Rio Malancone durchflossene Caldera.

Die drei Kesseltäler (Calderen) lehnen sich an den zentralen, von den höchsten Gipfeln — Mte. Urticu, Mte. Entu etc. — gekrönten Gebirgsstock an, der ihre gemeinsame Scheidewand bildet, erweitern sich dann talab mehr oder weniger stark, um sich nahe der Ausmündung in das Vorland wieder zusammenzuziehen und ihre Wasserläufe durch einen engen, oft schluchtartigen Einschnitt zu entlassen.

Die zwischen diesen drei Talsystemen stehen gebliebenen Sektoren stellen die Reste des ursprünglich wohl ziemlich geschlossen zu denkenden Kegelmantels dar, der für die Gesamtform des Berges, namentlich im Profil, auch heute noch bestimmend ist.

Ein zentraler Gipfelkrater ist weder in der Orographie des Berges angedeutet, noch auch aus seiner Tektonik zu konstruieren. Die Bodenplastik des gesamten Vulkangebirges wird vielmehr ausschließlich durch Kombination der drei Calderen mit den dazwischen liegenden Kegelmantelresten beherrscht. Im Bereich der letzteren gelangt man über sanft ansteigende, fast ungegliederte Flächen — stets auf basalti-

schem Boden — bis nahe in die zentrale Gipfelregion und würde, nur diese Teile berücksichtigend, durchaus den Eindruck eines einheitlichen, flachen Vulkankegels gewinnen. Ganz anders gestaltet sich das Bild im Gebiet jener Calderen. Hier verschwindet die Einheit des Gesamtbaues nahezu unter der Mannigfaltigkeit und Vielheit der Einzelformen. Es zeigt sich eine Zerrissenheit, die man von weitem unter der regelmäßigen und einförmigen Umrißlinie nicht vermutet hätte. Ein Gewirr von Kuppen und kleinen Bergrücken — durchweg trachytischer Natur — erzeugt Landschaftsbilder, angesichts deren man sich fast in unser Siebengebirge versetzt glauben könnte. Erst der Überblick von einem der höheren Gipfel oder auch ein Blick auf den das ganze, so bewegte Bild umrahmenden, fast geradlinigen Rand der Caldera bringt die höhere Einheit, der sich all dieses, scheinbar zusammenhanglose Detail unterordnet, wieder zum Bewußtsein. Die Bedeutung dieser Kuppengebirgslandschaften wird bei der Besprechung des trachytischen Kerngebirges näher zu erörtern sein. Im voraus sei hier nur bemerkt, daß an der Herausbildung dieses Gebirgstypus zwar die im Gebiet der Calderen besonders wirksame Erosion gewiß einen großen Anteil hat, wobei aber das Endresultat durch den ursprünglichen Bau wohl ziemlich bestimmt vorgezeichnet gewesen sein dürfte. Es ist anzunehmen, daß alle diese größeren und kleineren Trachyt- bezw. Phonolithkuppen, die so scheinbar regellos in den weiten Calderen umherstehen, nicht bloße Erosionsrelikte darstellen, sondern wenigstens z. T. schon vor dem Einsetzen der Erosionswirkung geologisch als Gangmassen, Stiele („necks") oder dergl. individualisiert waren und durch die Denudation nur weiter herauspräpariert, von einer etwaigen Tuffhülle befreit und in ihrer äußeren Form modelliert sind. Wenn wir somit geneigt sind, einem Teile der in den Calderen sich erhebenden Kegelberge eine gewisse Selbständigkeit zuzuschreiben und sie nicht bloß als abgetrennte Teile der Hauptmasse betrachten, so nehmen sie doch letzterer gegenüber unverkennbar eine in gewissem Sinne untergeordnete Stellung ein. Das Verhältnis ist also ein wesentlich anderes als in einem eigentlichen Kuppengebirge. Während sich die einzelnen Glieder eines solchen gleichwertig gegenüberstehen,

haben wir hier eine alles beherrschende zentrale Masse, zu der die übrigen im Verhältnis von Trabanten erscheinen.

Der geologische Aufbau. Am besten und kürzesten charakterisiert man wohl den Mte. Ferru, indem man ihn als zusammengesetzten Vulkanberg bezeichnet, dessen Hauptbestandteile der trachytische Kern einerseits und der diesen Kern umhüllende, wenigstens in den tiefen Teilen fast geschlossene Basaltmantel auf der anderen Seite darstellen.

Diese wichtigste, genetisch bedeutungsvollste Eigentümlichkeit im Aufbau des Berges muß jedem Beobachter sofort auffallen. Wir sehen sie sowohl in den kurzen Beschreibungen und schematisierten Skizzen von La Marmora zum Ausdruck gebracht, wie auch mit größter Prägnanz von Doelter ausgesprochen, wenn er in seiner Beschreibung den „Trachytvulkan“ und den „Basaltvulkan“ einander gegenüberstellt, jedoch in dem Sinne, daß derselbe Vulkanschlot erst die trachytischen und dann die basaltischen Produkte lieferte. In diesem charakteristischen, einen zweifachen Bildungsvorgang widerspiegelnden Aufbau gibt sich der Mte. Ferru als Angehöriger eines Vulkantypus zu erkennen, von dessen sonstigen Repräsentanten wir hier nur Mt. Dore und Cantal, als zwei besonders auffällige Analoga, namhaft machen wollen, der aber offenbar auch sonst weit verbreitet und daher als der Ausdruck einer oft wiederkehrenden Wirkungsform vulkanischer Herde anzusehen ist.

Der Trachytvulkan.

Wie ein Blick auf die Karte zeigt, herrscht im zentralen Gebiet durchaus der feste Trachyt, der hier fast überall frei zutage tritt. Die Basalthülle reicht nur in schmalen Zipfeln bis in das Herz des Gebirges und bedeckt außerdem in einigen isolierten Erosionsresten mehrere der zentralen Gipfel, darunter allerdings gerade die höchsten, mit einer mehr oder weniger mächtigen Decke. Sonst aber sind alle Kuppen und Abhänge bis hinab ins Tal lediglich aus Trachyt gebildet, dessen kahle vegetationslose Felsen, oft von karrenartiger Rauheit, dem Geologen die willkommensten Aufschlüsse bieten. Nach der Peripherie des Berges treten die Gesteine dieser Gruppe nicht oder weniger hervor, sei es, weil sie dort fehlen oder auch

nur, weil sie durch die späteren basaltischen Ergüsse verdeckt sind. Dieser letztere Umstand erschwert einigermaßen die Bildung einer zutreffenden Vorstellung von der wahren Gestalt des trachytischen Kerngebirges. Wie weit sich letzteres unter dieser Hülle erstreckt, muß zunächst unbestimmt bleiben. Indessen glaube ich annehmen zu dürfen, daß auch die wirklichen äußeren Grenzen des Trachytmassivs nicht weit jenseits der Linie zu suchen sind, längs welcher an der Oberfläche der Trachyt unter die Basaltlaven hinabtaucht. Hierfür spricht einmal das fast völlige Fehlen von Trachytaufschlüssen außerhalb dieser Grenzlinien, auch in tieferen Einschnitten und ferner glaube ich ein ziemlich regelmäßig auftretendes morphologisches Moment in gleichem Sinne deuten zu müssen. Es zeigt nämlich der äußere Abhang des Gebirges fast überall von jener Grenzlinie nach außen einen ziemlich steilen Abfall und erst davor die nahezu ebene Fläche des großen basaltischen Lavafeldes. Es dürfte dieser steilere Abfall durch die mindestens gleich starke äußere Böschung des verborgenen Trachytkernes (vergl. die Profile Fig. 8 und 9, p. 57) bedingt sein, der sich wahrscheinlich nirgends erheblich darüber hinaus erstreckt. Adoptieren wir diese Vorstellung, die auch mit der von anderen Trachytgebirgen her geläufigen harmoniert, so müssen wir unseren Trachytvulkan als ziemlich steil geböschte Bergform von verhältnismäßig beschränkter Flächenausdehnung ansehen. Dabei müssen wir einige peripherisch gelegene Trachytvorkommen, als nicht zum Zentralstock gehörig, hier ausschließen, nämlich den Hügel von Sta. Vittoria im Nordwesten und das Vorkommen von Sta. Caterina im Südwesten. Ersterer dürfte einen selbständigen Durchbruch darstellen [1], letzteres kann als isoliertes Stromende bei Betrachtung des Zentralmassivs nicht mitzählen. Wie weit dieses Argument auch noch für die benachbarten, südwestlichen Ausläufer des Trachytgebirges (Tal des R. Fanni Scano, Mte. su Burdone etc.) Geltung hat, vermag ich nicht zu entscheiden. Auch der nördliche Abschnitt des Trachytgebietes, etwa zwischen Cúglieri und Scano, muß wegen der später zu besprechenden Lagerungsverhältnisse

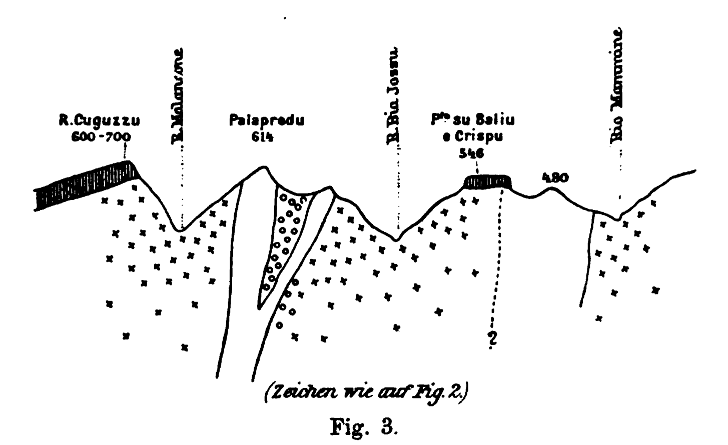
[1] Ebensowohl auch S. Marco, jenseits des R. Mánnu, wo DOELTER gleichfalls Trachyt angibt; ich habe letzteren Punkt nicht besucht.

wahrscheinlich von dem eigentlichen Rumpf des Trachytgebirges in Abzug gebracht werden. Man kann vielleicht annehmen, daß dieses trachytische Kerngebirge eine wenigstens angenähert kreisförmige Grundfläche von etwa 10 km Durchmesser bedeckt, wobei die Orte Cúglieri und Stu. Lussurgiu ziemlich auf die Peripherie des Grundkreises zu liegen kämen. Der eigentliche Mittelpunkt des Trachytgebirges ist kaum genau festzustellen, da er orographisch und morphologisch in keiner Weise ausgezeichnet erscheint. Der absolut höchste Gipfel (Mte. Urticu 1050 m) nimmt eine auffallend exzentrische, nach Süden verschobene Stellung ein. Da er aber eine ziemlich mächtige Basaltkappe trägt, kann er nicht als Kulminationspunkt des Trachytgebirges gelten, da für diese Decke wohl mindestens 20—30 m in Abzug zu bringen sind. So dürfte gegenwärtig der Trachyt seine größte Meereshöhe in dem ca. 1 km nördlich gelegenen Gipfel 1036 m erreichen, der von einer Anzahl nahezu gleich hoher Gefährten umgeben ist. Dieses ganze Gebiet, das im übrigen weder orographisch, noch tektonisch besonders hervortritt, können wir als die eigentliche Gipfelregion des Trachytgebirges betrachten, die alsdann auch eine nahezu zentrale Stellung in dem zuvor umschriebenen Areal einnimmt.

Unter den Berggestalten des Trachytgebietes herrschen die Kegel- und Kuppenformen, wie bei der Schilderung der Caldera-Landschaft schon hervorgehoben wurde. Auch auf die Schwierigkeit, die geologische Bedeutung dieser Bergformen richtig zu ermitteln, wurde bereits hingewiesen. Daß es sich hierbei in vielen Fällen nicht um bloße Erosionswirkungen handelt, halte ich für ziemlich sicher, nur ist diese Auffassung schwer im einzelnen zu beweisen. Vergebens sucht man in dem ganzen zentralen Trachytgebiet, trotz der hier so vortrefflichen Aufschlüsse, nach Anzeichen bestimmter tektonischer Beziehungen der einzelnen Glieder. Nirgends erkennt man etwa einen Durchbruch, eine Überlagerung oder überhaupt irgend eine tektonische Grenzfläche. Wie ein einziger massiger Block, ohne jede Gliederung, liegt dieses zentrale Trachytgebirge da, wo man auch in seine Schluchten und Täler eindringt. Auch die petrographische Zusammensetzung gibt keine brauchbaren Fingerzeige für eine Zerlegung

dieses großen Massivs in selbständige Eruptivmassen. Die verschiedenen in Handstücken unterscheidbaren Trachytvarietäten gehen unmerklich ineinander über. Wenigstens gelang es mir nirgends, eine scharfe Grenze zu finden, die auf die Spur eines irgendwie gearteten tektonischen und genetischen Verbandes hätte führen können.

Günstiger liegen die Verhältnisse dort, wo der Trachyt mit anderen, namentlich älteren Bildungen in Berührung tritt. Das ist, wie wir sahen, in ziemlichem Umfang im Gebiet der südwestlichen Caldera der Fall. Hier lassen sich die inmitten des älteren (roten) Trachytes und des diesen begleitenden



(Zeichen wie auf Fig. 2.)

Fig. 3.

Tuffes auftretenden Kuppen wohl nur als selbständige Durchbrüche, Primärkuppen, deuten. Beispiele hierfür bieten die Pala Predu und die mächtige Masse der Rocca Freari (Profil Fig. 2, p. 11). Vielleicht noch deutlicher erkennt man dies an einem kleinen, namenlosen, aber im Terrain auffallenden Trachytkegel nordwestlich der Pala Predu, der rings von älterem Trachyt und Tuff umgeben, anscheinend, gleich der Rca. Freari, auf der Grenze beider durchgebrochen ist. Vielleicht bildet er nur eine Apophyse der Pala Predu und hängt in der Tiefe mit dieser größeren Masse zusammen. Auch der nördlich davon gelegene Punkt 480 m ist in diesem Zusammenhange zu erwähnen; eine nähere Besprechung wird durch das beifolgende Profil (s. Fig. 3) unnötig gemacht.

Ist in diesen Fällen aus der Stellung der erwähnten

Trachytmassen zu älteren Gesteinen mit ziemlicher Sicherheit auf selbständigen Durchbruch zu schließen, so berechtigt wohl die Analogie ähnliche Trachytkegel, zunächst in dieser Caldera, also außer den schon genannten besonders die Pta. Tilamare (742 m) und Pta. Bausinari (848 m) mit einiger Wahrscheinlichkeit als gleichwertige Bildungen, also ebenfalls als Primärkuppen zu betrachten. Im Talkessel von Cúglieri wird man solche auffällige Bergformen, wie den Felsen des Castello, den Mte. Ala, Mte. sos Ojos wohl ebenfalls mit größerer oder geringerer Wahrscheinlichkeit als besondere Durchbruchsmassen ansehen dürfen. In der Caldera von Stu. Lussurgiu rechne ich hierher den Mte. Oë und Mte. Tinzosu, zumal beide sich auch in petrographischer Beziehung deutlich von ihrer Umgebung abheben. Einzelne der kleineren Trachytkuppen östlich von Cúglieri (R. Crabiles, R. Arghentes) sind vermutlich als Stiele oder Gangmassen zu deuten, die im Tuff aufsetzen. Auf ihren Durchbruch wäre eventuell die früher erwähnte Hebung einzelner Tertiärschollen zurückzuführen.

Läßt man aber auch die genannten und vielleicht noch einzelne andere Gipfel als mehr oder weniger selbständige seitliche Durchbrüche gelten — bei dem Fehlen deutlicher Grenzflächen kann dies immer nur Sache des subjektiven Empfindens sein —, so bleibt doch stets eine große ungegliederte Trachytmasse als der eigentliche Kern des Berges übrig. Dieser mächtige einheitliche Trachytstock stellt vielleicht den bezeichnendsten Zug im geologischen Bilde des Mte. Ferru dar. Das völlige Fehlen jeglicher Gliederung im vertikalen, wie im horizontalen Sinne kennzeichnet diese Masse als das Produkt eines einzigen Eruptionsaktes. Die erwähnten seitlichen Durchbrüche würden, soweit ihnen überhaupt eine gewisse Selbständigkeit in dem oben angenommenen Sinne zukommt, wohl nur als Apophysen der zentralen Masse zu betrachten und mit ihr gleichzeitiger Entstehung sein. Nimmt man an, daß die heutigen Täler einst z. T. mit Tuffen erfüllt waren, der seither größtenteils weggespült ist, so versteht man leicht, daß solche mehr oberflächliche Abzweigungen an ihrer Wurzel, wo sie mit der Hauptmasse verschmelzen, von dieser nicht mehr sicher zu trennen sind. Wir werden später sehen, daß sich in der Tat einzelne Tuffreste in einer

der soeben gemachten Annahme entsprechenden Lage erhalten haben.

Etwas anders gestalten sich z. T. die Verhältnisse in den Randgebieten des Trachytgebirges. Wo hier Tuffe und Tertiärablagerungen mit dem Trachyt in Berührung treten, lassen sich Schlüsse über Lagerungsform des letzteren ableiten, die sich der im zentralen Teil gewonnenen Vorstellung ergänzend zur Seite stellen. Freilich sind die Aufschlüsse fast nie derart, daß an einem einzelnen die tektonischen Verhältnisse mit Sicherheit eindeutig erkannt werden könnten, nur durch Kombination aller Umstände kann die Wahrscheinlichkeit einer bestimmten Auffassung dargetan werden.

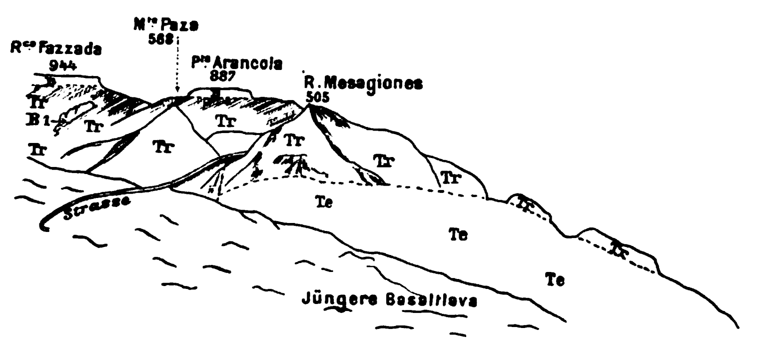
Besonders entwickelt bezw. aufgeschlossen ist diese äußere trachytische Zone am Nordabfall des Gebirges, in der Gegend von Cúglieri, Scano, Sennaríolo, weniger deutlich im Westen bei Santa Caterina und höchstens ganz untergeordnet im Osten bei Santu Lussurgiu zu erkennen. Im Gegensatz zu dem vorbesprochenen zentralen Teil, dessen Trachytmassen zweifellos direkt zur Tiefe niedersetzen, glaube ich hier eine deckenförmige Ausbreitung und Auflagerung auf einer älteren Unterlage in größerem Umfange zu erkennen. Auf den ersten Blick scheinen die immer noch recht massigen, ich möchte sagen „kuppigen“ Formen der Trachytberge auch in diesem Gebiete einer solchen Auffassung nicht besonders günstig. Ganz zweifellos habe ich die deckenförmige Auflagerung des Trachytes nur an einer einzigen Stelle beobachten können. Es ist dies der heute isolierte Auslieger am Vorgebirge bei Santa Caterina di Pittinuri. Hier liegt eine etwa 5 m mächtige Decke von typischem grauen Trachyt des Mte. Ferru, zweifellos das Erosionsrelikt eines größeren Stromes, horizontal auf dem ringsum nahezu senkrecht, etwa 60 m hoch abfallenden Tertiärkalk. Es ist dies, abgesehen von S. Marco und Sta. Vittoria, die, wie wir sahen, wohl Seiteneruptionen darstellen, das am weitesten vom Zentrum entfernte Trachytvorkommen. Ihm strecken sich von Osten her die äußersten Ausläufer der Haupttrachytmasse in der R. Pittinuri ententgegen. Die Terrainformen scheinen auch hier eine deckenförmige Ausbreitung und Lagerung anzudeuten, die ich allerdings nicht durch genauere Untersuchung sicher festzustellen

vermochte. Doch möchte ich annehmen, daß die weite Ausdehnung des Trachytes nach dieser Seite überhaupt auf stromartigem Abfließen beruht. Eine deckenartige Lagerung des Trachytes ist ferner unmittelbar am Orte Stu. Lussurgiu bei S. Giuseppe aufgeschlossen. Allerdings befindet sich die betreffende Trachytmasse, deren anscheinend beträchtliche Mächtigkeit nicht festzustellen war, hier in ziemlich stark geneigter Lage, so daß man im Zweifel sein könnte, ob hier nicht eine flachfallende Gangmasse vorliegt. Die Unterlage bilden in diesem Falle trachytische Tuffe und Konglomerate, die an dem aus dem Orte zur Höhe hinaufführenden Wege schön aufgeschlossen sind.

Nicht ganz so klar, weil weniger gut aufgeschlossen, sind die Lagerungsverhältnisse des Trachytes nördlich von Cúglieri und in der Gegend von Scano. Hier tritt, wie die Karte zeigt, der Trachyt mit Tertiär und Tuffen in Berührung, wobei ersterer die Bergkuppen und Höhenrücken bildet, während die Tuffe und tertiären Ablagerungen die Talmulden erfüllen. An sich könnte dieser Tatbestand ebensogut als Durchbruch wie als Auflagerung gedeutet werden. Es fehlt leider jede klare Aufschluss, der einen unmittelbaren Einblick in den Verlauf der Grenzflächen gewährte, also erkennen ließe, ob diese vertikal niedersetzen, d. h. auf Durchbruch des Trachytes hinweisen oder wesentlich horizontal verlaufen, also deckenförmige Auflagerung anzeigen. Die eingangs erwähnten Hindernisse: intensive Kultur der Talniederungen und Blockstreuung von den Höhen machen sich in diesem Falle besonders störend bemerkbar. Dennoch glaube ich annehmen zu sollen, daß hier Überlagerung, wenn auch vielleicht nicht ausschließlich herrschend, so doch in beträchtlicher Ausdehnung vorhanden ist. Einige Beispiele mögen zur Erläuterung und tunlichsten Rechtfertigung dieser Auffassung dienen.

Beistehende Skizze (Fig. 4) soll einen Blick auf das Trachytgebirge bei Scano, von der „Serra“ aus, veranschaulichen und entspricht ungefähr einem radialen Schnitt. Im Hintergrunde erscheinen die von einer Basaltdecke gekrönten Höhen des trachytischen Zentralstockes: Pta. Arancola und Rca. Fazzada. Von hier senkt sich die Oberfläche ziemlich

gleichförmig nach außen. Während dort im Innern die tiefsten Einschnitte nur Trachyt bloßlegen und nichts das Vorhandensein einer irgendwie gearteten fremden Unterlage andeutet, stellt sich nach der Peripherie des Berges an den tieferen Gehängen Tertiär ein (in anderen Fällen spielen Tuffe eine analoge Rolle), dessen Oberkante eine ziemlich gleichförmige Höhenlage behauptet, so daß sie mit dem Einsinken des Tales relativ immer höher am Gehänge emporsteigt, während der obere trachytische Teil des Abhanges sich notwendig entsprechend verschmälert und an den tieferen Einsattelungen sogar bis auf die tertiäre Unterlage durchschnitten wird. Da dies Verhalten nicht nur auf der hier dargestellten Seite zu



B Basalt der Tafelberge. B 1 Mauerartiger Basaltgang am N.Abh. d. Rca Fazzada.
Tr Trachyt. Te Tertiär.

Fig. 4.

beobachten, sondern rings um den trachytischen Höhenrücken zu verfolgen ist und überhaupt mehr oder minder ausgesprochen den Aufbau des ganzen Gebietes zu beherrschen scheint, so bietet wohl die Annahme einer Auflagerung des Trachytes auf dem Tertiär (in anderen Fällen Tuff) die einfachste und nächstliegende Erklärung.

Denselben Eindruck erhält man auf einer Wanderung von Cúglieri nach Sennaríolo. Hier hat mar zur Linken die Olivenhaine des mit Tuff und Tertiär erfüllten Talbodens, in der Hauptsache ein unzugängliches Gebiet ohne Aufschlüsse. Die Höhen zur Rechten werden von Trachyt gekrönt, unter dem an den Abhängen jene Tuffe und Tertiärmergel hervortreten und sich in gleichem Niveau auch in die Seitentäler

hineinziehen (s. Skizze Fig. 5). Auch hier ergiebt sich wohl die Auflagerung des Trachytes an einer wesentlich horizontalen Grenzfläche als einfachste Deutung, wie ja auch die Gesteinsgrenze so ziemlich den Höhenlinien folgt.

Weniger klar sind die Verhältnisse da, wo diese Grenzlinie einen unregelmäßigen, auf- und absteigenden Verlauf zeigt, wie es in der nächsten Umgegend von Cúglieri vielfach der Fall ist. Hier bleibt es mangels eindeutiger Aufschlüsse durchaus zweifelhaft, ob Überlagerung auf einer sehr unebenen Grenzfläche stattfindet, oder ob hier tatsächlich Durchbrüche vorliegen, wobei Lagerungsstörungen vorgekommen sein mögen und, wie oben ausgeführt, vielleicht Hebungen älterer Ablagerungen nicht ausgeschlossen sind. Gerade in der nächsten Umgebung, besonders östlich von Cúglieri, herrschen ziemlich

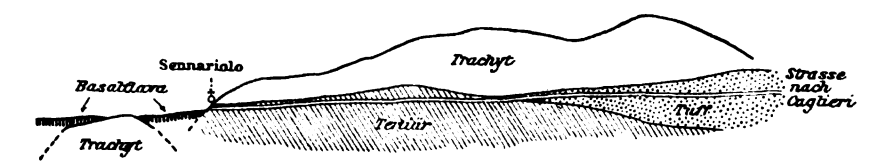


Fig. 5.

verworrene Verhältnisse. Das isolierte Auftreten kleiner Partien festen Trachytes inmitten von Tuff und Tertiär, die ungewöhnlich hohe Lage des letzteren — bis 600 m und vielleicht noch höher —. das dadurch bedingte Nebeneinanderliegen von Kalk und Trachyt, scheint mir am besten in der angedeuteten Weise durch die Annahme kleiner Trachytbrüche erklärt werden zu können. Beide Lagerungsformen, die durchgreifende und die übergreifende, berühren sich in dieser Gegend, die der Übergangszone vom zentralen zum peripherischen Gebiete angehört.

Hervorzuheben bleibt noch, daß auch in den hier besprochenen Fällen der Auflagerung des Trachytes auf einer älteren Unterlage die Trachytdecke selbst auch bei größter Mächtigkeit stets eine durchaus einheitliche, in sich geschlossene Masse darstellt und nirgends einen sukzessiven Aufbau aus übereinandergeflossenen Strömen aufweist.

Als Gesamtergebnis unserer Betrachtung des Trachytvulkans können wir somit folgendes Bild seiner Struktur entwerfen:

Seine Hauptmasse bildet ein ungegliedertes, nahezu homogenes Trachytmassiv, an dem weder eine Unterlage noch ein Aufbau aus einzelnen übereinandergeflossenen Decken oder Strömen erkennbar ist. Um diese zentrale, stockartige Masse gruppieren sich anscheinend — in nicht genau zu bestimmender Zahl — eine Reihe mehr oder weniger selbständiger Durchbrüche, Apophysen des Zentralstockes, die jetzt als kuppen- oder kegelförmige Berge aus dem Grunde der „Calderen“ aufragen, an ihrer Basis aber zumeist — soweit sie nämlich nicht im Grundgebirge aufsetzen — untereinander und mit dem zentralen Massiv zu einer nahezu einheitlichen Masse verschmolzen erscheinen. Noch weiter vom Zentrum nimmt der Trachyt die Form mächtiger, nach außen abdachender Decken an, und es treten unter ihm Tuffe und Tertiärbildungen als Liegendes hervor. Eine wirklich stromartige Ausbreitung ist nur an vereinzelten Punkten in den äußersten Randgebieten zu beobachten, doch bleibt dabei zu berücksichtigen, daß diese äußerste Randzone des Trachytvulkans überhaupt nur auf einem kleinen Teile seines Umfanges der Beobachtung zugänglich ist, während sie sonst überall unter den späteren Basaltergüssen begraben liegt.

Am seltensten beobachtet man ein gangförmiges Auftreten des Trachytes. Beispiele hierfür kenne ich nur in dem mit Tuffen erfüllten Kessel von Stu. Lussurgiu, sowie an einer Stelle der Straße von Cúglieri nach Stu. Lussurgiu, bei Badde Urbara, wo ein schmaler Trachytgang ebenfalls in Tuffen aufsetzt. Beide Vorkommen sind für den Gesamtbau des Trachytgebirges völlig belanglos [1].

Das Gesteinsmaterial des Trachytvulkans.

Dem vorstehend dargelegten, so überaus einfachen geologischen Bau des trachytischen Kerngebirges entspricht die petrographische Einförmigkeit seines Materials.

---

[1] Doelter unterscheidet (Die Prod. d. Vulk. Mte. Ferru. p. 8) beim Trachyt: 1. eine stockförmige Masse, 2. Ganggesteine, 3. Stromgesteine, mit dem Bemerken, daß 1 öfter von 2 gangförmig durchbrochen wird. Nachweise solcher Vorkommnisse sind nicht gegeben. Die Gruppen 1 und 3 entsprechen ungefähr der hier vorgetragenen Auffassung, wogegen ich mich der Aufstellung der Gruppe 2 nicht anzuschließen vermag.

Im wesentlichen haben wir 'es mit Gesteinen zu tun, die als Augittrachyte im weiteren Sinne bezeichnet werden können und durch mannigfach abgestufte Zwischenglieder, phonolithoide Trachyte, sich nach dem Phonolith hin entwickeln.

Die Hauptgemengteile: Sanidin und Augit, bilden oft auch nahezu ausschließlich den Mineralbestand in Grundmasse und Einsprenglingen. Untergeordnet treten dazu in schwankenden aber doch nie beträchtlicher Menge: Plagioklase, Hornblende, Biotit. Die hier stets spärliche (oft fehlende) braune, pleochroitische Hornblende muß im intratellurischen Stadium eine bedeutende Rolle gespielt haben, denn sie zeigt — neben teilweiser Opacitisierung — meist deutlich den Zerfall in kleine Augitindividuen, oft in hervorragender Schönheit und in verschiedenster Progression. Nicht selten ist auch ein orientiertes Zusammenwachsen der so gebildeten mikrolithischen Augite zu größeren einheitlichen Individuen zu beobachten. Es kann somit kaum zweifelhaft sein, daß die wenigen, jetzt noch vorhandenen Hornblenden nur spärliche, durch rasche Erstarrung vor der völligen Auflösung bewahrt gebliebene Reste eines viel größeren Hornblendebestandes im Tiefenmagma darstellen. Ein großer Teil des Grundmasseaugites, aber auch manche Augiteinsprenglinge, sind direkt auf den Hornblendezerfall bei der Effusion zurückzuführen. Einen analogen Vorgang beobachtet man, wenn auch selten in gleicher Schönheit und Deutlichkeit, beim Biotit, der im allgemeinen noch spärlicher auftritt als die Hornblende.

Akzessorische Mineralien sind ziemlich reichlich und charakteristisch: weingelber Titanit, blaßbläulicher bis grauer, auch durch Verwitterung rostfarbiger Nosean (Hauyn), Apatit. Die Eigenschaften dieser Gemengteile sind die gewöhnlichen; zu bemerken ist höchstens, daß der Titanit zuweilen auch in mikrolithischen Individuen als Grundmassebestandteil erscheint.

Die Struktur ist vorherrschend eine typisch „trachytische“, meist holokristallin oder nur mit geringen Resten glasiger Basis.

Dem äußeren Habitus nach stellen unsere Trachyte sich in der Regel als hellgraue, sehr feinkörnige und dichte Gesteine dar. Makroskopische Einsprenglinge von Sanidin sind meist spärlich und fehlen oft fast gänzlich. Von den

farbigen Gemengteilen tritt in der Regel nur die Hornblende hervor, zuweilen neben oder statt derselben auch Biotit. Die Größe der Sanidineinsprenglinge kann — bei der bekannten tafeligen Entwickelung nach {010} — mehrere Centimeter erreichen, die Länge der Hornblendeprismen übersteigt kaum 1 cm, der Durchmesser der Biotittäfelchen bewegt sich um 2—4 mm.

Das Gefüge des Gesteins ist fast ausnahmslos vollkommen dicht. Nur ganz vereinzelt fand ich eine abweichende, poröse Ausbildung. Nur zwei Beispiele einer solchen liegen mir vor, das eine von der R. Arghentes (östlich von Cúglieri), das andere, mehr feinporige, aus dem zentralen Teile des Gebirges vom Pkt. 898, südlich der Rocca sa Tiría. Wahrscheinlich entspricht diese abweichende Entwicklung besonderen Erstarrungsbedingungen, zumal auch die Grundmasse u. d. M. sich ungewöhnlich reich an glasiger Basis zeigt.

Sehr verbreitet ist ein phonolithischer Habitus des Trachytes, wobei grünlichgraue Farbentöne, verbunden mit öligem Fettglanz, herrschend werden. Diese Varietäten sind oft besonders dicht und fest, mit splitterigem Bruch. Dabei macht sich nicht selten Säulenabsonderung — meist in flach geneigter Stellung — bemerkbar, vielfach verbunden mit weiterem Zerfall der Säulen in konzentrisch-schalige Sphäroide (Umgegend von Scano, Stu. Lussurgiu u. a. O.). Auch plattige Absonderung ist sehr häufig und dient dazu, den phonolithischen Charakter noch stärker zu betonen. An Berggipfeln, wo die letztere durch Verwitterung und entsprechende Auflockerung des Gefüges besonders deutlich in die Erscheinung tritt, könnte man sich fast auf die morschen, zerfallenden Schiefergrate des Hochgebirges versetzt wähnen (Höhen nördlich der Pta. Arancola und der Rca. Fazzada, Mte. Paza, Mte. Sta. Vittoria u. a. m.).

Eine durch größeren Reichtum meist trüber, zu Knäueln vereinigter Feldspateinsprenglinge und weniger feinkörnige, daher rauher erscheinende Grundmasse gekennzeichnete Trachytvarietät ist im mittleren Teile des Tales von Cúglieri, etwa zwischen dem Castello und dem Mte. Ala, in der Gegend des „Serbatoio“ (Brunnenhäuschen der Wasserleitung von Cúglieri) verbreitet.

Durch Biotitreichtum und öfter ins Rötliche spielende Färbung ausgezeichnet sind einige an der Westseite meist unter Basaltbedeckung auftretende Vorkommen, die vielleicht in Verbindung miteinander zu bringen sind: am Südabhang der Caldera von Cúglieri, dann jenseits der Basaltdecke im Tale des Rio Mámmine bei der Pta. sa Turra und weiter westlich in der Talrinne des Rio Fanui Scano.

Die schärfere Fassung und Begründung der angedeuteten und etwaiger weiterer Varietäten muß einer eventuellen späteren Bearbeitung des Materials vorbehalten bleiben, da petrographische Detailuntersuchungen, wie eingangs bemerkt, nicht im Plane dieser Arbeit liegen. Ein Hauptinteresse dürfte hierbei die Verfolgung der Übergänge[1] zum Phonolith und die Abgrenzung dieses gegen den Trachyt bieten. Geologisch scheint keiner der erwähnten Trachytvarietäten eine selbständige Bedeutung zuzukommen. Ich hatte den Eindruck, daß sie wohl alle schlierenartig ineinander übergehen, weshalb die anfangs versuchte Ausscheidung im Kartenbilde später aufgegeben wurde.

Eine Ausnahme in dieser Hinsicht machen vielleicht einige besonders phonolithähnliche Gesteine, die vielleicht besser als echte Phonolithe zu bezeichnen und als solche den Trachyten überhaupt selbständig gegenüberzustellen sind. Zu diesen sowohl durch den makroskopischen Habitus als auch u. d. M. durch merklichen, z. T. beträchtlichen Nephelingehalt gekennzeichneten Vorkommen zähle ich: die massige Kuppe der Rocca Freari, ein orographisch nicht hervortretendes Gestein im Bezirk Badde Ruinas am Südfuß der Pta. Bausinari, den auffallenden Gipfel des Mte. Oë über Stu. Lussurgiu und seinen ähnlichen, aber kleineren Nachbarn Mte. Tinzosu.

Sollte die Selbständigkeit der Phonolithe sich bestätigen, so würden sie im Verhältnis zu den Trachyten wahrscheinlich jüngere Durchbrüche darstellen. Mit einer solchen Rolle würde namentlich bei den beiden letztgenannten auch die äußere Form in Einklang stehen.

---

[1] Vergl. auch Doelter, Die Produkte des Vulkans Mte. Ferru. p. 2 u. 9.

Im Anschluß an die Trachyte ist ein, wahrscheinlich ebenfalls dieser Periode zuzurechnendes Gestein zu erwähnen, das sich schon äußerlich durch ungewöhnlich stark poröses Gefüge auszeichnet und in dieser Beziehung die früher erwähnten porösen Abänderungen des normalen Trachytes noch überbietet. Der Habitus ist infolgedessen fast der einer schlackigen Lava; im allgemeinen noch trachytisch, von heller gelblichgrauer oder auch rötlicher Farbe mit reichlichen Feldspateinsprenglingen und kleinen Biotittäfelchen. Mineralogisch ist das Gestein charakterisiert durch faserigen oder mikroklinartig gegitterten Feldspat (Anorthoklas?), stellenweises Eintreten von Olivin und relativen Reichtum an Biotit mit eigenartiger Umwandlung. Ich möchte es als Trachydolerit bezeichnen und vermute, daß diesem eigenartigen Gestein auch eine besondere geologische Bedeutung zukommt. Wahrscheinlich stellt es das letzte Produkt des Trachytvulkans dar, das gewissermaßen schon zu der basaltischen Periode hinüberleitet. Seine Verbreitung ist eine ziemlich beschränkte. Es bildet eine größere zusammenhängende Partie im Zentralteil des Gebirges unmittelbar südlich des Mte. Entu und der Rca. sa Tiría, also hoch am Ostrand der westlichen Caldera. Außerdem fand ich es in Blöcken im Tale des Rio Mámmine, wobei unentschieden bleibt, ob es hier ansteht oder ob diese Blöcke von dem Vorkommen am Mte. Entu stammen.

Die trachytischen Tuffe.

Im ganzen spielt vulkanoklastisches Material im Aufbau des Trachytvulkans, wie überhaupt des Mte. Ferru, eine ziemlich untergeordnete Rolle. Namentlich ist das Gebiet des zentralen Trachytstockes nahezu frei von Tuffen, während solche in den randlichen Teilen stellenweise allerdings größere Bedeutung erlangen.

Mit dieser Auffassung befinde ich mich in einem teilweisen Gegensatz zu der Darstellung Doelter's, derzufolge die Tuffe eine ziemlich allgemeine Verbreitung zu haben scheinen und namentlich auch in den Tälern des zentralen Gebietes fast allenthalben unter dem festen Trachyt anzutreffen wären[1],

[1] Vergl. Der Vulkan Mte. Ferru. p. 207 ff.

ähnlich wie dies oben für die peripherischen Teile bei Cúglieri, Scano etc. geschildert wurde. Dagegen fand ich die Täler des zentralen Gebirgsstockes ausnahmslos bis zur Sohle hinab in festen Trachyt eingeschnitten. Die an den tieferen Gehängen allerdings nicht selten zu beobachtenden tuffartigen Massen erwiesen sich in allen untersuchten Fällen als zersetzter bezw. verwitterter Trachyt. Diese Disposition des Trachytes unter der Einwirkung der Feuchtigkeit, wie sie sich namentlich in den Talböden geltend macht, zu tuffartig lockeren Massen zu zerfallen — worauf auch Doelter selbst hinweist[1] —, kann leicht zu irrtümlichen Vorstellungen über die Verbreitung des Tuffes führen.

Neben der atmosphärischen Verwitterung spielt auch die Zersetzung, offenbar unter dem Einfluß postvulkanischer Exhalationen, worauf an anderer Stelle zurückzukommen sein wird, eine gewisse Rolle und liefert ebenfalls Produkte, die ihrem Aussehen nach leicht für Tuffe gehalten werden. In beiden Fällen, bei der Zersetzung und bei der Verwitterung, lässt in der Regel die mikroskopische Untersuchung noch mit hinreichender Bestimmtheit die ursprüngliche Gesteinsstruktur erkennen.

Von der Zurechnung zu den eigentlichen Tuffen möchte ich schließlich noch gewisse, schon in der Einleitung erwähnte Breccien ausschließen, die namentlich im Oberlauf der nach Westen gerichteten Täler in einiger Ausdehnung auftreten — z. B. bei Corona niedda und am Nordfuß des Mte. sos Ojos —, die ich lediglich für verfestigten Gehängeschutt halte.

Immerhin bleiben nach Abzug aller dieser nur tuffartigen Vorkommen noch eine ganze Reihe anderer, an deren Tuffnatur nicht zu zweifeln ist und deren Verbreitung und Bedeutung hier kurz gekennzeichnet werden soll.

Die trachytischen Tuffe des Mte. Ferru lassen nach petrographischer Beschaffenheit und geologischem Auftreten vier Hauptarten unterscheiden, deren jede eine gewisse genetische Selbständigkeit zu besitzen scheint und die, der Kürze halber, mit folgenden Bezeichnungen unterschieden werden mögen:

---

[1] Der Vulkan Mte. Ferru. p. 201 unter 4.

1. Geschichtete Tuffe.
2. Konglomerattuffe und Konglomerate.
3. Der ungeschichtete Bimssteintuff von Cúglieri.
4. Der Tuff von Ghizo.

Mit der Aufstellung dieser vier Gruppen, in die sich die Mehrzahl der mir bekannt gewordenen Vorkommen leicht und sicher einreihen läßt, soll mehr eine übersichtliche Grundlage für die Besprechung, als ein erschöpfendes Schema der Tuffbildungen unseres Vulkans geboten werden. Wie in anderen Vulkangebieten dürfte auch am Mte. Ferru gerade die Geologie der vulkanoklastischen Bildungen sich als besonders schwierig erweisen und es ist zu erwarten, daß ein eingehenderes Studium, als ich es dem Gegenstande widmen konnte, jenes provisorische System wohl mehrfach modifizieren würde. Wie sich auch aus dem Folgenden ergeben wird, fehlt es weder an Zwischengliedern, noch scheint das Auftreten weiterer, keiner jener vier Gruppen einzuordnenden Bildungen ausgeschlossen.

Von den oben bezeichneten Tuffbildungen haben die beiden ersten die geringste Verbreitung und können hier mit wenigen Worten erledigt werden.

Die geschichteten Tuffe bestehen aus trachytischem Material, das im wesentlichen den normalen Mte. Ferru-Trachyten entspricht. Diese Zusammensetzung und Verbindung der meist geneigten Schichten mit dem festen Trachyt lassen sie ohne weiteres als das zugehörige Tuffmaterial dieser Eruptivperiode erkennen. Tuffe dieser Art füllen zum großen Teil den engen Talkessel von Stu. Lussurgiu, wo sie von zahlreichen Trachytgängen (auch Basaltgängen) durchsetzt werden und, wie wir oben sahen, vielleicht auch deckenförmige Trachytmassen eingeschaltet enthalten. Leider ist in der geschlossenen, sehr eng gebauten Ortschaft kein klarer Einblick in diese, im ganzen Bereich des Mte. Ferru ziemlich einzig dastehenden Verhältnisse möglich.

Vereinzelt begegnet man dann ähnlichen oder gleichen Tuffen auf den Höhen des Gebirges. So über Stu. Lussurgiu in der Einsenkung zwischen Mte. Oë und Mte. Tinzosu; ferner in ähnlicher Lage längs der Straße Cúglieri—Stu. Lussurgiu am Fuße des Hügels Badde Urbara. In beiden Fällen liegen

diese Tuffe zweifellos auf dem Trachyt. Von anderen Stellen sind mir Bildungen dieses Typus nicht bekannt geworden. Sie müssen gleichwohl ursprünglich eine wenigstens etwas größere Verbreitung gehabt haben. So geringfügig die bis heute erhaltenen Reste sind, so zeigen sie durch ihre Lage in den Einsenkungen zwischen Trachytkuppen die oben betonte relative Selbständigkeit dieser letzteren, die ursprünglich vielleicht, durch mächtigere Tuffauflagerungen isoliert, deutlicher den Charakter besonderer Aufbrüche trugen als heute, wo sie — nach nahezu vollständiger Abtragung der Tuffhülle bis auf ihr Fußgerüst denudiert — untereinander und mit dem Zentralstock zu einer großen einheitlichen Masse verschmolzen erscheinen. Diesen geschichteten dürften die konglomeratischen Tuffe genetisch sehr nahe stehen. Ich kenne sie nur aus dem Kessel von Stu. Lussurgiu und hier besonders am Hügel von S. Giuseppe. Eine Schichtung ist kaum angedeutet. Meist ist es regelloses Trümmermaterial, dessen Trachytblöcke über Kopfgröße erreichen. Vielleicht handelt es sich hier nur um eine örtliche Modifikation der sonst geschichteten Bildungen.

Nur diese beiden Tuffe, der konglomeratische und der geschichtete, scheinen mit der Entstehung des Trachytvulkans wirklich gleichzeitige Bildungen zu sein. Ihre äußerst beschränkte Verbreitung — auch bei gebührender Berücksichtigung stattgehabter Erosion — zeigt, welche untergeordnete Rolle Tuffbildung und -förderung in der Geschichte des Vulkans gespielt hat.

Im Gegensatz zu den besprochenen sind die beiden anderen Tuffarten zweifellos ältere, der Haupteruption des Trachytes vorausgegangene Bildungen.

Ein sehr charakteristisches Gestein ist der Bimssteintuff. In seiner typischen Form kennzeichnet ihn der Reichtum an erbsen- bis haselnußgroßen gelben oder durch Verwitterung grünlichen Bimssteinbrocken bei Mangel an Schichtung und hellgelber bis fast weißer Gesamtfarbe. Gern bildet er steile, an Löß erinnernde Wandungen, und oft sind tiefe Hohlwege in ihn fast senkrecht eingeschnitten. Seine Hauptverbreitung hat dieser Tuff in der Umgegend von Cúglieri am Nord- und Nordwestabhang des Vulkans. Auch seine Mächtigkeit scheint

hier ziemlich beträchtlich zu sein. Er erfüllt den ganzen Talboden des R. di Buttoni, im Süden und Südosten von Cúglieri, und steigt hier am Südrand der „Caldera“ bis unmittelbar an die Basaltdecke empor. Ebenso erhebt er sich östlich von Cúglieri, in der Region Tuvu, zu bedeutender Höhe und zieht sich abwärts an der Straße nach Sennariolo in die sonst von Tertiär erfüllte Senke hinab, gleichzeitig von hier aus in die östlichen Seitentäler längs der Straße nach Scano und in der R. Mesagiones eindringend. Mit etwas verändertem Habitus treffen wir dann den Bimssteintuff am Nordabhang des Tales des R. Mámmine unter der Basaltdecke der R. Pedra e Sorte. Wahrscheinlich ist dieses Vorkommen mit dem auf der Nordseite dieses Basaltstreifens auftauchenden bei Cúglieri in Verbindung zu setzen. Aber auch weit außerhalb der zentralen Region nahe der Ostgrenze des ganzen Vulkangebietes fand ich einen ähnlichen, genetisch und tektonisch vermutlich gleichwertigen Tuff bei Sta. Greca am Wege nach Sédilo, schon an der Abdachung zum Tirso. Deutet diese letztere Beobachtung auf eine jedenfalls sehr weite Verbreitung, so haben wir uns hier doch nur mit dem Auftreten des Bimssteintuffes in dem früher abgegrenzten engeren Gebiete zu befassen. Die genaue Feststellung seiner Verbreitung ist nicht nur durch die früher besprochenen, in der Kultur der Tuff- und Tertiärböden begründeten Hindernisse erschwert, sondern begegnet noch einer weiteren Schwierigkeit in den engen Beziehungen der vulkanoklastischen und der rein sedimentären Ablagerungen. An vielen Stellen erscheinen die Tertiärmergel und -kalke einerseits und das Tuffmaterial anderseits so innig miteinander verbunden, daß eine Trennung oder kartographische Ausscheidung zur Unmöglichkeit wird. Mergelige Tuffe oder mitten im Tuff auftretende Kalkpartien scheinen eine völlig gleichzeitige Bildung und teilweise Vermengung beider Ablagerungen anzuzeigen. Auch Doelter[1] hat, wenn ich ihn richtig verstehe, den gleichen Eindruck gewonnen. Schon hieraus ergibt sich das vortrachytische Alter dieser Bimssteintuffe, die somit selbst dem Miozän zuzurechnen sein dürften. Hiermit stehen die Lagerungsver-

[1] Die Produkte etc. p. 7.

hältnisse durchaus im Einklang. In den oben geschilderten Fällen deckenartiger Ausbreitung des Trachytes bildet neben Tertiär unser Bimssteintuff die Unterlage. In beschränkten Aufschlüssen, z. B. in der Nähe des „Castello“ an der alten Straße Cúglieri—Stu. Lussurgiu, ist dieses Verhältnis zuweilen unmittelbar wahrzunehmen, während es im übrigen, wie früher dargetan, mehr indirekt erschlossen werden muß. Auch das vermutlich gang- oder stockförmige Auftreten einzelner kleinerer Trachytmassen im Tuffgebiete östlich von Cúglieri harmoniert durchaus mit dieser Auffassung, während anderseits eine Auflagerung des Bimssteintuffes auf dem Trachyt oder eine Wechsellagerung beider, wie stellenweise bei den vorbesprochenen jüngeren Tuffen (den „geschichteten“ und „konglomeratischen“), hier nirgends zu beobachten war.

In dem südlich anstoßenden Gebiete, also am Westabhang des Trachytvulkans, speziell im Bereiche der großen westlichen „Caldera“ scheint der Bimssteintuff von Cúglieri vertreten zu werden durch ein anderes Gebilde, das ich nach dem typischen Vorkommen als Ghizo-Tuff bezeichnen möchte. Von dieser namengebenden, unmittelbar am Westfuße des Zentralstockes gelegenen Lokalität erstrecken sich die Aufschlüsse dieses Gesteins in den Tälern und an den Abhängen der drei die Caldera durchziehenden Bäche: R. Mámmine, R. Bia Jossu, R. Malancone nach Westen bis an das Gebiet des Basaltmantels. Von dem vorigen unterscheidet ihn vor allen Dingen das Fehlen der Bimssteinbröckchen. Auch andere Gesteinsfragmente sind selten und stets nur klein; das sehr homogene, feinklastische Gemenge verrät im Handstück kaum die Tuffnatur und läßt vielleicht eher an ein durch Verwitterung mürbe gewordenes Eruptivgestein denken. Die Farbe ist meist rötlich grau. Von Kristallelementen sind nur kleine, kaum millimetergroße Biotitblättchen zu erkennen. Schliffe zeigen u. d. M. eine eigentümliche, verschwommene Aggregatpolarisation; die „Aschenstruktur“ ist weniger vollkommen als beim Bimssteintuff, es fehlen die dort häufigen Kristallfragmente von Sanidin und Plagioklas, neben den Biotitfetzen treten kleine Gesteinsbrocken — auch solche von Bimsstein — aus der Masse hervor. In der geologischen Erscheinungsweise stimmt der

Ghizo-Tuff mit dem Bimssteintuff überein in dem Mangel an Schichtung und der meist, aber nicht immer, relativ niedrigen Lage. Es war mir indessen nicht möglich, sichere und entscheidende Beobachtungen über seine Stellung im tektonischen Verbande des Ferru-Systems anzustellen. Auch dieses Tuffgebiet ist an den Abhängen von Gesteinsblöcken überschüttet, in der Talsole von Kulturen oder Buschwald bedeckt. Die vorhandenen Aufschlüsse, z. B. der Einschnitt des R. Mámmine am Nordfuß der Rca. Freari, entblößen nur den Tuff selbst, ohne seine Beziehungen zu anderen Gesteinen klar zu legen. Die Gleichstellung mit dem, doch immerhin merklich verschiedenen Bimssteintuff ist daher zunächst hypothetisch. Vielleicht kann man ein Vorkommen am Nordabhang des Rio Mámmine, also dort, wo die Verbreitungsgebiete beider Arten sich berühren würden, als Bindeglied oder Übergang ansehen. Durch seine Bimssteinbrocken, die hier nur spärlicher sind wie in dem typischen Vorkommen von Cúglieri, sowie im mikroskopischen Bilde, schließt sich dieser Tuff der ersten Art an, während die sehr homogene und feste Zwischenmasse an Ghizo-Tuff erinnert.

Anderseits legt die Verbreitung des Ghizo-Tuffes, die sich aufs engste dem inselartigen Auftreten des alten roten Trachytes inmitten des Mte. Ferru anschließt, die Vermutung nahe, daß beide Gesteine auch genetisch zusammengehören. Der Ghizo-Tuff würde dann also, gleich dem roten Trachyt, einen Bestandteil des Grundgebirges darstellen und wäre nicht als Produkt des Mte. Ferru zu betrachten. Gegen diese, sonst vielleicht annehmbare Auffassung spricht nur der Umstand, daß ich an den zahlreichen außerhalb des Mte. Ferru von mir besuchten Vorkommen der alten Trachytformation nirgends ein unserem Ghizo-Tuffe ähnliches Gestein gefunden habe. Die z. B. bei Macomér, aber auch anderwärts im Norden wie im Süden der Insel in Begleitung des roten Trachytes auftretenden Tuffe haben stets, wo ich solche beobachten konnte, ein sehr charakteristisches, aber von dem Ghizo-Tuff durchaus verschiedenes Aussehen. Ich ziehe es daher vor, die geologische Stellung des letzteren einstweilen unentschieden zu lassen.

Wie bereits angedeutet, findet man an verschiedenen

Orten Tuffe, die sich im Aussehen und Zusammensetzung mehr oder weniger von den hier geschilderten Typen entfernen. Erwähnt seien nur ein Vorkommen von weißem, ziemlich lockerem kristallreichen Tuff in der R. Arghentes, ferner feste gelbliche oder isabellfarbige Tuffe aus der R. Crabiles, besonders an der Straße nach Scano, beide ohne Bimssteinbröckchen. Ein Eingehen auf diese und einige ähnliche Vorkommen scheint mir wegen ihrer untergeordneten Bedeutung nicht erforderlich. In der Hauptsache dürften sie nur etwas abweichend gestaltete Glieder der sonst durch den Bimssteintuff vertretenen Bildung darstellen.

Verwitterung und Zersetzung des Trachyts.

Über diese im vorgehenden schon mehrfach berührten Erscheinungen möge hier noch im Zusammenhang einiges nachgetragen werden.

Während die lediglich durch Verwitterung, d. h. die Wirksamkeit atmosphärischer Agenzien, veränderten und gelockerten Trachyte kaum zu weiteren Bemerkungen Anlaß bieten, erfordern die durch vulkanische Exhalationen zersetzten Gesteinsmassen etwas nähere Betrachtung. An verschiedenen Punkten des Gebirges begegnet man solchen tuffartig lockeren, gebleichten, oft fast schneeweißen Massen. Sie sind z. B. in der Gegend von Cúglieri in der R. Arghentes an dem hier tief einschneidenden Hohlwege schön aufgeschlossen. Umfangreicher ist ein ähnliches Vorkommen südlich von Scano zwischen dem Mte. Colombargiu und dem Mte. Martu. Eine bedeutungsvolle Begleiterscheinung dieser zersetzten Trachyte sind chalcedonartige Kieselsäuremassen, die man stets in ihrer Begleitung finden wird, zuweilen anstehend in Gangform, meist allerdings in Knollen und Blöcken lose umherliegend[1]. Das Zusammentreffen beider Erscheinungen deutet wohl darauf hin, daß die mit den zersetzenden Agenzien beladenen Exhalationen, die die Umwandlung des Trachyts bewirkten, begleitet oder gefolgt waren von kieselsäurereichen Lösungen, die wahr-

[1] Wie auch Doelter (Der Vulkan Mte. Ferru. p. 202) erwähnt, war das Vorkommen ähnlicher Chalcedonmassen in der alten Trachytformation für La Marmora Anlaß zur Vermengung der Trachyte des Mte. Ferru mit jenen älteren Bildungen.

scheinlich auf denselben Kanälen empordrangen. Wir sehen also hier die Spuren eines Solfataren- und eventuell Geiserstadiums des erlöschenden Vulkans. Jedenfalls in ursächlichem Zusammenhang mit Vorgängen dieser Art steht die höchst eigentümliche Beschaffenheit des Gipfelgesteins des Mte. Colombargiu bei Scano. Dieser Berg, der schon von weitem durch seine schroffen, ruinenhaft zackigen Gipfelfelsen ins Auge fällt, besteht an seiner Basis aus normalem, grauem Trachyt. Der Gipfel dagegen, eben jene steilen Felswände, zeigt ein völlig verkieseltes Gestein von rötlicher Farbe, das bei flüchtiger Betrachtung an die ältere Trachytformation erinnern könnte. Zahlreiche kleine und größere Hohlräume sind mit Quarzkristallen ausgekleidet. Auch u. d. M. zeigt sich die tiefgreifende Veränderung: statt der sonst herrschenden trachytisch-fluidalen zeigt sich eine undeutlich sphärolithisch struierte Grundmasse, allenthalben ist sekundärer Quarz in Nestern und Putzen eingestreut, die gut automorphen Feldspateinsprenglinge haben zwar die Form bewahrt, ihre Substanz ist in eine schwach doppelbrechende, schuppigfaserige Masse verwandelt, ziemlich unverändert ist nur der Biotit.

Sicher scheint, daß die Phänomene der Zersetzung und Verkieselung im Mte. Colombargiu einen Höhepunkt erreichten, denn die ungewöhnlich kavernöse Beschaffenheit des Gesteins, der vermutlich der Berg seinen Namen (? von columba bezw. columbarium) verdankt, ist wohl einer tiefgehenden Zersetzung zuzuschreiben, die der Verkieselung vorangegangen sein dürfte.

Chalcedonartige Kieselabsätze der erwähnten Art sind auch sonst verbreitet und vermutlich auf ähnliche postvulkanische Wirkungen zurückzuführen. In unmittelbarer Nähe von Cúglieri findet man sie besonders schön und reichlich in der Nähe der „Grotta", eines eigentümlichen, sehr kunstvoll in den festen Tuff gearbeiteten Gewölbes unbekannten Ursprungs, wohl aus prähistorischer Zeit stammend, gleich so vielen anderen rätselhaften Bauwerken und Denkmälern der Insel. Die auffallende Härte und Festigkeit des Bimssteintuffes an dieser Stelle, wohl die Vorbedingung und teilweise Veranlassung zur Ausführung jenes Werkes, beruht wohl auf demselben Verkieselungsvorgang. Schließlich sind in diesem Zusammenhange noch die Kieselmassen der Lokalität „Perdas de Fogu" (= Feuer-

steine) am linken Talhang des Rio Malancone zu erwähnen. Ich fand sie nur in losen Blöcken und kann daher nichts weiter über ihre Beziehungen und Entstehungsbedingungen aussagen.

Zum Schluß sei hier noch eine Gruppe verwandter Erscheinungen kurz besprochen, deren ursächliche Verknüpfung mit der Vulkantätigkeit des Mte. Ferru allerdings weniger klar und sicher erscheint. Ich meine das Auftreten verkieselter, gebleichter, z. T. mit Erzen (Sulfiden) imprägnierter Gesteine des Grundgebirges in der Gegend von Narbolía (Kapelle des Eremiten), an der „Miniera“ u. a. O. Da wir uns hier im Gebiete der alten Trachytformation befinden, deren Gesteine auch anderwärts von Chalcedonadern durchsetzt werden, braucht die Kieselsäureausscheidung nicht aus derselben Quelle wie im Mte. Ferru zu stammen. Dasselbe dürfte dann auch für die Erzzufuhr gelten, da ja das engere Vulkangebiet keine Anzeichen eines solchen Vorganges aufweist.

Die basaltische Hülle.

Im Gegensatz zu den Produkten der trachytischen Phase, die sich, wie wir sahen, als wesentlich einheitliche, tektonisch nicht weiter gegliederte Eruptivmasse darstellen, erkennt man in den Ergüssen des zweiten Hauptstadiums ein System verschiedenartiger, durch ihre Lagerungsformen und sonstiges räumliches Verhalten klar geschiedener Gesteinskörper.

Gänge und Decken bezw. Ströme sind die beiden Haupttypen, unter die sich fast alle Basaltvorkommen des Gebietes einreihen lassen, also unter Ausschluß von Kuppen, stockartigen Massen u. dergl., ebenso wie auch Schlackenkegel dem eigentlichen Mte. Ferru fremd sind. In einem Falle scheint eine höchst eigenartige lakkolithähnliche Intrusion vorzuliegen.

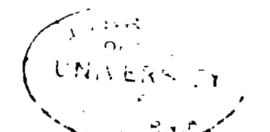
Der Masse nach stehen unter den basaltischen Gebilden natürlich die stromförmigen Ergüsse weitaus an erster Stelle. In ihrer Gesamtheit setzen sie den früher gekennzeichneten Mantel des Berges, einschließlich der weiten Vorlanddecke, zusammen. Daß dieser nicht das Ergebnis eines einzigen Ausbruches ist, läßt sich von vornherein vermuten und wird durch die Lagerungsverhältnisse, sowie kleinere petrographische Verschiedenheiten bestätigt. Indessen bietet eine Verfolgung

der einzelnen Ausbrüche dieser Periode nur ein untergeordnetes Interesse. Wir beschränken uns darauf, nur die wichtigsten, mit einer gewissen geologischen Selbständigkeit auftretenden Glieder dieser Phase zu kennzeichnen.

Basalt der Tafelberge. Am auffälligsten hebt sich aus der Gesamtheit der basaltischen Eruptivprodukte eine sowohl durch ihren petrographischen Habitus wie durch eine ganz bestimmte Stellung in der Architektur des Gebirges ausgezeichnete Gruppe heraus. Es ist ein bald grobkörnig doleritisches, meist aber ausgezeichnet porphyrisches Gestein, das in letzterem Falle durch die hellere Farbe und den Reichtum an Feldspateinsprenglingen eher einen andesitischen Habitus annimmt. In horizontaler Lagerung mit senkrechten Steilwänden krönen diese Gesteine die höchsten Gipfel des Gebirges (Mte. Urticu, Mte. Entu, Rocca Fazzada, Pta. Arancola u. a.), die hierdurch, falls die horizontale Ausdehnung der Decke nicht allzu gering ist (wie bei Mte. Entu und Pkt. 932) zu ausgesprochenen Tafelbergen werden (vergl. Fig. 4). Es scheint dieses eigenartige Gestein auf die Höhenlage von 850 m aufwärts beschränkt zu sein. Die Art seines Auftretens in isolierten flachgelagerten Partien zeigt unverkennbar, daß es ursprünglich als mehr oder weniger zusammenhängende Decke die höchsten, zentralen Teile des Gebirges einnahm. Jedenfalls müssen die betreffenden Laven auch an den Flanken des Berges herabgeflossen sein, doch fand ich nirgends Spuren in tieferer Lage, sei es, daß sie völlig der Erosion erlegen oder unter jüngeren Massen verborgen sind. Unter der angegebenen Höhengrenze kenne ich nur das Vorkommen am Nurhag Leari, den äußersten der Rocca Fazzada nördlich vorgelagerten Erosionsrest.

Außer durch seine orographischen Formen fällt das Gestein durch seine starke Blockstreuung auf. Seine Tafelberge sind rings von einem Hof gewaltiger, von den steilen Flanken abgestürzter Massen umgeben, die auf geeignetem Terrain (z. B. nördlich der Rca. Fazzada) wahre Blockströme bilden können und an den Gesteinsgrenzen den Untergrund oft wirksam verhüllen.

Der Ausbruchsort dieser Massen muß offenbar in der zentralen Gipfelregion gelegen haben, da sie ja den größten



Höhen des Trachytkerns auflagern, doch dürften sie nicht einem Zentralkrater entflossen sein — von einem solchen sind keinerlei Anzeichen zu bemerken —, sondern sind, wie weiterhin zu zeigen, wahrscheinlich in Spalten aufgestiegen.

Dem Alter nach dürfte der Basalt der Tafelberge das erste Produkt der basaltischen Periode darstellen. Dafür spricht erstens seine Lagerung unmittelbar auf dem Trachyt, zweitens auch der Erhaltungszustand, der nirgends mehr eigentliche Stromformen, wulstige Oberfläche oder dergl. erkennen läßt.

Flankenergüsse. Von diesen hochgelegenen Deckenresten sind die Basalte der Flanken und überhaupt der tieferen Teile des Berges genetisch, und in den meisten Fällen auch petrographisch bestimmt zu scheiden. Ihre Ausbruchspunkte liegen, wenngleich nicht immer sicher erkennbar, vorwiegend mehr peripherisch, oft ziemlich tief am Bergabhang und sind jedenfalls in beträchtlicher Zahl anzunehmen. Die Lagerung ist eine geneigte, dem Gehänge konform, und geht erst im flachen Vorlande in die horizontale, deckenförmige über. Der Stromcharakter ist oft deutlich zu erkennen. In dieser Beziehung sind besonders ausgezeichnet die Vorkommen in der Umgegend von Stu. Lussurgiu durch wulstige Formen, schlackige Ober- und Unterseite. Petrographisch unterscheiden sie sich von der ersten Gruppe durch dichtere, meist feinkörnige Beschaffenheit, besonders das Fehlen der Plagioklaseinsprenglinge; der Habitus ist typisch basaltisch, im Gegensatz zu dem oft andesitischen der Tafelberggesteine. Allerdings finden sich auch hier Übergänge wie z. B. im Gebiet Mandra de Crabas oder in dem Zipfel der Basaltdecke zwischen den Tälern des Rio Mámmine und R. Buttoni; hier wird die Abgrenzung unsicher und z. T. willkürlich.

Es ergiebt sich schon aus dem Gesagten, daß auch innerhalb dieser Gruppe wiederum Verschiedenheiten auftreten, die auf eine Reihe von Einzelausbrüchen hinweisen, übereinstimmend mit den aus der räumlichen Anordnung zu ziehenden Schlußfolgerungen. Von einem Versuch, diese Beziehungen im einzelnen zu verfolgen, wurde als zeitraubend und voraussichtlich wenig lohnend Abstand genommen.

Den heutigen Umfang dieses Basaltmantels zeigt die Karte.

Man erkennt, daß er den Trachytkern nur unvollkommen und sehr ungleichmäßig bedeckt. Am vollständigsten ist die Basalthülle auf der Südseite, wo sie — von dem Einschnitt des Rio sos Molinos abgesehen — tatsächlich eine zusammenhängende, ununterbrochene Decke bildet. Hier erreicht sie auch ihre größte Höhe und dringt bis ins Herz des Gebirges vor. Der höchste und zugleich am meisten gegen das Zentrum vorgeschobene Punkt, die Basaltkappe des Mte. Pertusu 999 m, begegnet sich hier mit der Doleritdecke der ersten Gruppe, und auch mehrere der benachbarten Höhen — Funtana de Figu 956 m, Pta. Mandronisca 888 m, Pta. Piccone 881 m etc. — ragen in die Zone, in der wir sonst den charakteristischen Basalt der Tafelberge antreffen. Es erscheint um so beachtenswerter, daß trotz dieser räumlichen Vermengung die petrographische Unterscheidung nichts von ihrer Schärfe verliert: der dichte, schwarze Basalt des Mte. Pertusu steht im bestimmtesten Gegensatz zu den dicht daneben anstehenden grobkörnigen, viel helleren Doleriten und andesitartigen Basalten. Zu ähnlich bedeutenden Höhen steigt der Basaltmantel auch am Ostabhang empor in der Gegend su Pabarile, nordwestlich von Stu. Lussurgiu. Hier ist, wie erwähnt, die Abtrennung von der ersten Gruppe schwieriger und z. T. unsicher, da die beiderseitige petrographische Entwicklung nicht eine gleich typische ist. Tiefer herab bedeckt der Basalt den ganzen Ostabhang des Berges. Dagegen ist fast der ganze Nordabhang frei von der Basalthülle, die sich — bei Scano und Sennariolo — erst da anlegt, wo der Fuß des Berges in das flache Vorland übergeht[1]. Auf der Westseite endlich ist der Mantel wieder etwas vollständiger, aber doch bei weitem nicht so geschlossen wie im Süden und Osten. Inwieweit die Basalthülle in früheren Zeiten etwa auch die jetzt freiliegenden Teile im Norden und Westen überzog, läßt sich nicht feststellen. Ihrem heutigen Fehlen in diesen Gebieten verdanken wir, wie früher ausgeführt, einen teilweisen Einblick in die peripherischen Teile des Trachytvulkanes, während diese im Osten und besonders im Süden fast völlig verdeckt sind.

---

[1] Vergl. Profil Fig. 9.

Basaltische Gänge. Ein besonderes Interesse bieten die der großen basaltischen Eruptionsperiode zugehörigen Gangvorkommen. Sie bilden zugleich eine der auffallendsten Erscheinungen im zentralen Teile des Gebirges. Das offenbar sehr widerstandsfähige Gestein ragt oft als hohe, zackige Felsmauer über seine (trachytische) Umgebung hervor, die sich nicht selten mehrere hundert Meter, ja selbst kilometerweit verfolgen lassen. Schöne Beispiele solcher weithin sichtbaren, in der Nähe nicht selten grandios wirkenden Gangmauern sind die Vorkommen im Norden des Doleritplateaus der Pta. Arancola und Rca. Fazzada (Fig. 4, p. 23), ferner östlich des Mte. sos Ojos, am Mte. Oë u. a. Eine lange Gangmauer durchquert den oberen Teil des Tales von Cúglieri oberhalb des Mte. Ala. Im Westen ist die Gegend von Ghizo, bei Corona niedda etc. reich an Gangmauern. In geringerer Entwicklung treten sie fast unmittelbar an die höchsten Gipfel (Mte. Urticu, Pkt. 1005) heran. Die großartigste Ausbildung aber erreicht das Gangphänomen am Mte. Commida. Drei große, annähernd parallele Gangmauern durchsetzen den Berg von Norden nach Süden und lassen sich fast auf 2 km Länge nachweisen. Von einem erhöhten Punkte im Norden, etwa am Mte. Oë gesehen, scheint der ganze Berg wie durch Scheidewände zerschnitten, oder man glaubt zyklopische Riesenmauern über seinen Rücken hinweg laufen zu sehen.

Die Streichrichtung aller dieser Gänge ist ausnahmslos fast genau N.—S. mit geringer Abweichung zu NNO.—SSW.; von dieser Regel findet sich, trotz gelegentlicher Biegungen und Gabelungen, kaum eine Ausnahme. Man ist daher berechtigt, von einem System paralleler Gänge zu sprechen.

Der Gesteinsbeschaffenheit nach lassen sich deutlich zwei Hauptgruppen unterscheiden, die genau der oben angegebenen Zweiteilung der Basaltdecke entsprechen: einige Gänge wiederholen den andesitischen Habitus der basaltischen Tafelberge und sind daher wohl als deren Zuführungskanäle zu betrachten, während die übrigen, mit dichtem Basalt erfüllten Gangspalten die gleiche Rolle für den anderen Teil des Basaltmantels spielten.

Daß in der Tat zwischen dem basaltischen Hüllmantel und den den Trachytkern durchschneidenden Gängen dieser

Zusammenhang bestehen muß, kann wohl um so weniger bezweifelt werden, als keine Anzeichen des Vorhandenseins anderer Zuführungskanäle vorhanden sind. Namentlich für die höheren, zentralen Teile des Gebirges mit seinen vortrefflichen Aufschlüssen ist dies Argument entscheidend, wäh-

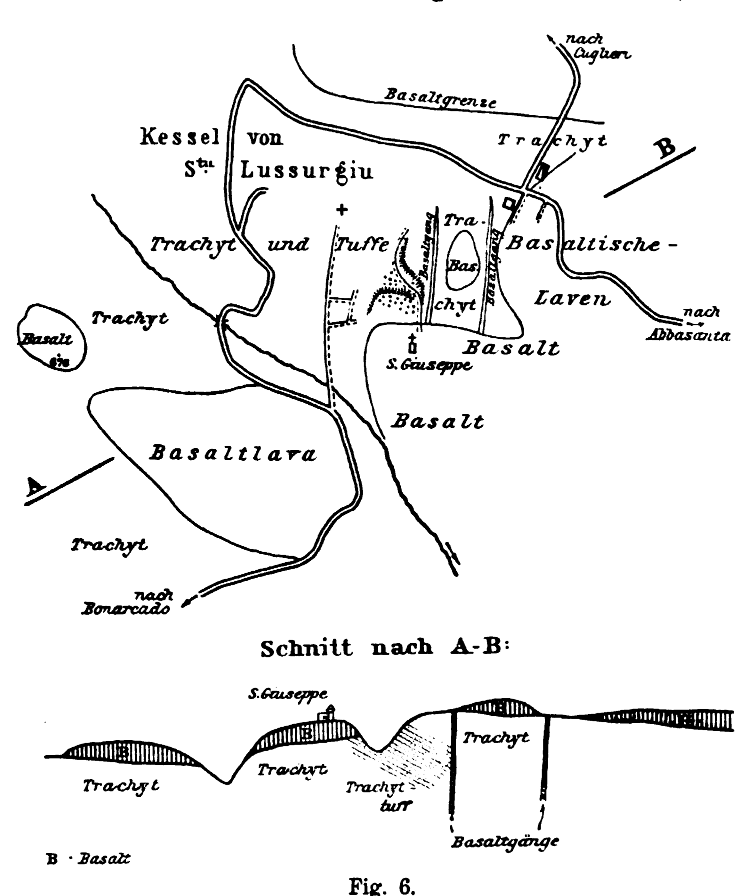


Fig. 6.

rend die randlichen Ergüsse der Fußregion ihre besonderen Kanäle, vielleicht z. T. in Schlotform, haben müssen, die noch unter den Ergußmassen selbst verborgen liegen.

Als Vertreter der ersten Gruppe, Gänge mit andesitartigem Basalt, sind zu nennen:

1. Eine Gruppe von Gängen nördlich und südlich der beiden typischen Tafelberge Pta. Arancola und Rocca Fazzada,

die wohl ohne weiteres als zusammengehörige Gang- und Ergußmassen aufzufassen sind.

2. Dem Doleritplateau des Mte. Urticu scheinen in gleicher Weise einige an seiner Nordostseite hervortretende kürzere Gangstücke zugeordnet zu sein.

3. Die Gänge am Mte. Commida haben teils den andesitischen, teils den rein basaltischen Habitus; erstere dürften noch mit der im Osten abgebrochenen Decke des Mte. Urticu und Umgegend in Verbindung zu bringen sein, während der dichte schwarze Basalt, der in bizarren, kastellähnlichen Felsen mit horizontaler Auflagerung den Mte. Commida selbst krönt, ebenso natürlich auf die petrographisch gleichartigen Gänge zurückgeführt wird.

In kleinem Maßstabe, gewissermaßen in einem Modell, zeigt sich das Ineinandergreifen der Gänge und Decken sehr schön an dem schon mehrfach genannten Hügel von S. Giuseppe (Stu. Lussurgiu), dessen Bau die beifolgenden Skizzen veranschaulichen sollen (Fig. 6). Hierbei ist allerdings nicht ausgemacht, daß die Basaltdecke des Hügels gerade aus diesen Gangspalten hervorgequollen ist. Ich glaube vielmehr, daß sie gerade hier nur ein Teil eines weiter her geflossenen Stromes ist, der die Trachytkuppe erst überdeckte, nachdem das Ausgehende jener Gänge und die von ihnen gelieferte Decke schon durch Erosion entfernt waren. Doch läßt sich diese Auffassung nicht streng beweisen und ändert auch im Prinzip nicht viel an dem Sachverhalt.

Die posthumen Eruptionen.

Zu allen bis jetzt betrachteten basaltischen Eruptivmassen steht eine an Volumen unbedeutende, für die Geschichte des Vulkanberges und seines Herdes um so interessantere Gruppe schon durch ihr räumliches Verhalten in auffallendem Gegensatz. Während jene als mehr oder weniger geschlossener Kegelmantel die Flanken des Berges bekleiden oder als plateauartige Erosionsreste seine Höhen krönen und von den Erosionstälern allenthalben durchschnitten werden, also zweifellos älter sind als diese Talbildungen, treten die nunmehr zu betrachtenden Eruptivmassen der letzten Periode stets im Grunde dieser Täler hervor, sind also ebenso bestimmt jünger

als die Austiefung der letzteren. Da die Ausarbeitung der heutigen Talsysteme im wesentlichen doch erst nach dem Erlöschen des Vulkans erfolgen konnte, so dürfte damit die gewählte Bezeichnung dieser letzten Eruptionsphase gerechtfertigt sein[1]. Ausgesprochene Stromform und stellenweise Begleitung durch Tuffbildungen sind weitere Merkmale dieser Gruppe, die ihrem jugendlichen Alter entsprechen. Auch in der petrographischen Sonderstellung ihrer Gesteine spiegelt sich die geologische Selbständigkeit der Eruptionen dieser Periode.

An drei Punkten hauptsächlich begegnet man den Produkten dieses letzten Eruptionsaktes. Die schönste und bedeutendste Entwicklung findet sich im Talkessel von Scano und in dem aus der R. Binzale Prunu gegen Scano hinabziehenden Tale. Es handelt sich hierbei um mindestens zwei getrennte Ausbrüche, die ihre Ergußmassen z. T. in jenem Kessel vereinigen. Ein ausgezeichneter Lavastrom, in dieser Deutlichkeit vielleicht einzig am ganzen Mte. Ferru, bricht in der R. Binzale Prunu im Grunde des Tales, etwa am Nordfuß der kleinen Trachytkuppe 591 hervor. Seinen Austritt begleiten deutlich geschichtete Tuffe mit losen Augitkristallen, ebenfalls in dieser Art das einzige mir bekannt gewordene Vorkommen. Von hier zieht der Strom in der Talsohle abwärts, bis an die scharfe Straßenbiegung am Nordfuß des Mte. Paza, wo er in den Talkessel von Scano eintritt und sich hier mit anderen Strommassen verbindet, die in diesem Kessel selbst ihren Ursprung nehmen. Die charakteristische Stromform und die für diese Gruppe bezeichnende Lage im Grunde des Tales kommt auf der Karte deutlich zum Ausdruck. Ein zweiter Ausbruchspunkt ist in dem erwähnten Kesseltale selbst erschlossen. Es finden sich hier die nachstehend skizzierten Verhältnisse (Fig. 7, p. 46). Zu beiden Seiten des Tales, am Fuße des Mte. Colombargiu und des Hügels von S. Giorgio, sieht man den Basalt unter den Trachyt einfallen, und zwar beiderseits gegen den Berg, also in entgegengesetztem Sinne. An der Grenzfläche ist der

[1] Ein passendes Analogon dürfte etwa der Arso-Strom auf Ischia (1301) darstellen.

Basalt in eine lockere, rötelartige Masse verwandelt, offenbar eine endogene Kontaktwirkung. Da diese Substanz von den Anwohnern gewonnen wurde — zu welchem Zwecke, konnte ich nicht ermitteln —, sind diese auffallend ebenen Grenzflächen hier künstlich freigelegt, soweit es die Standfestigkeit des Gebirges erlaubte, wodurch der Einblick in diese eigentümlichen Verhältnisse in erwünschter Weise erleichtert und vervollständigt wird. Ebenso bietet der eine Strecke weit der Trachyt-Basaltgrenze folgende Straßenanschnitt günstige Aufschlüsse. Die einzig mögliche Deutung der geschilderten Verhältnisse ist wohl die, daß hier das in der letzten Eruptionsphase empordringende Basaltmagma den überlagernden Trachyt vor dem Durchbruch lakkolithartig emporwölbte. Die

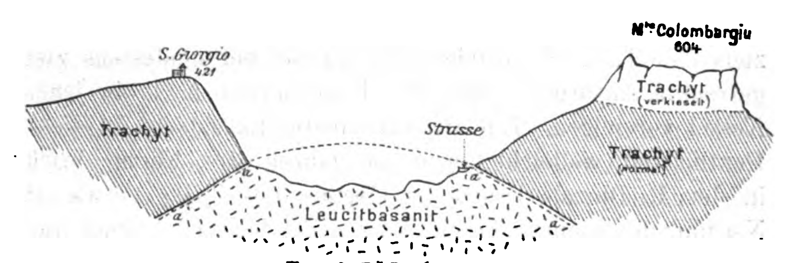


Fig. 7.

entgegengesetzte Auffassung einer einfachen deckenförmigen Auflagerung scheint mir nicht nur den räumlichen Verhältnissen, wie sie an Ort und Stelle zu beobachten sind, weniger entsprechend, sondern wäre auch absolut unverträglich mit dem aus allen anderen Beziehungen sich ergebenden jüngeren Alter des Basaltes. Die hier hervorgebrochene Basaltlava, z. T. in Verbindung mit dem aus der Reg. Binzale Prunu herbeigeflossenen Strome, erfüllt den ganzen Boden des Talkessels von Scano. Von hier scheint die Lava nach Norden durch die auch heute von der Straße benutzte Einsenkung abgeflossen zu sein und breitet sich hier über den Trachyt aus. Da sie sich hier mit dem großen Basaltmantel am Nordfuß des Berges verbindet, wurde von einer weiteren Verfolgung Abstand genommen. Ich glaube indessen behaupten zu dürfen, daß sie nicht die große Ausdehnung besitzt, die die Doelter'sche Karte dem „Leucitbasalt von Scanu“ —

dieser entspricht unserer „posthumen“ Lava — zuschreibt, da ich weiter westlich keine ähnlichen Gesteine beobachtete.

Einen weiteren Ausbruchspunkt dieser Periode bezeichnen wahrscheinlich die östlich von Scano, am Ostfuß der Pta. Concula auftretenden, von geschichteten Tuffen — ähnlich wie in der R. Binzale Prunu — begleiteten Basaltmassen. Im Vorlande dürfte sich dieser Erguß mit dem vorigen vereinigen; zusammen stellen sie jedenfalls die bedeutendste Magmaförderung dieser letzten Eruptionsphase dar.

Eine ähnliche Lava wie im Kesseltale von Scano finden wir sodann auf der Westseite des Zentralstockes, im Bereich der großen westlichen Caldera, an verschiedenen Punkten.

Am besten aufgeschlossen ist das Vorkommen der „spelunca“ am Westfuß der Pta. Bausinari. Die schlackige Beschaffenheit der in bizarren Formen übereinandergetürmten Basaltfelsen läßt hier die Nähe eines Ausbruchspunktes vermuten. Das stark verwitterte und daher lockere Gestein ist vielfach durchwühlt, wohl weil die großen, goldig glänzenden Biotittafeln Hoffnung auf wertvolle Erzfunde, womöglich natürlich Gold, erweckten. Ob von hier aus ein Lavastrom abgeflossen ist, konnte nicht festgestellt werden, da das Tal des R. Bia jossu, das den natürlichen Abzugskanal bilden würde, mit undurchdringlichem Buschwald, der sicheren Zuflucht der Wildschweine, bedeckt ist.

Etwas weiter nördlich erscheint dann ein gleichartiges Gestein an der schon erwähnten Lokalität Ghizo, am Westfuß der Rca. sa Tiria und der Pta. Cannisones, Doelter's Biotitlava von Ghizo. Auch hier steht die allgemeine Ungunst der Verhältnisse des Westabhanges, Busch- und Kulturbedeckung, der näheren Untersuchung und Verfolgung entgegen. Gleichwohl ist zu vermuten, daß ein Strom dieser Lava seinen Weg abwärts durch das Tal des R. Mámmine genommen habe. Eine Stütze erhält diese Vermutung durch einen beschränkten Aufschluß des gleichen Gesteins weiter unterhalb, nahe der Pta. sa Turra. Wenigstens scheint mir kein Anlaß vorzuliegen, in letzterem einen selbständigen Ausbruch anzunehmen. Ein sicheres Urteil hierüber ist allerdings bei der Unvollkommenheit der betreffenden Entblößungen nicht möglich.

Geologisch in dieselbe Kategorie wie die bis jetzt besprochenen basaltischen Ausbrüche der letzten Phase gehört eine petrographisch abweichende Eruptivmasse, deren Austrittsort den letztgenannten etwa östlich gegenüber, im Grunde der östlichen Caldera, gelegen ist. Hier findet man am Nordfuß des Mte. Commida eine geschichtete Tuffablagerung von geringer Ausdehnung mit flachem Südosteinfallen (10—15°), also scheinbar unter den Trachyt des Mte. Commida einschießend, in Wirklichkeit aber wohl nur seitlich angelagert. Eckige Blöcke des durchbrochenen Trachytes, also „totes" Material, bilden einen bedeutenden Teil dieses Trümmergesteins und scheinen einen jungen Durchbruch an dieser Stelle anzuzeigen. Wenig talabwärts tritt dann am Nordostabhang des Berges eine eigentümliche, schlackige Lava hervor — zunächst mehr einem losen Schlackenagglomerat gleichend —, die, wenn auch nicht überall aufgeschlossen, den ganzen Ostfuß des Mte. Commida zu umgeben scheint und sich noch ein ganzes Stück talab am Rio sos Molinos verfolgen läßt. Über die Beziehung dieser Lava zu der erwähnten Tuffbildung war keine völlige Klarheit zu erlangen, doch ist zu vermuten, daß beide zusammengehören. Der Lavastrom selbst entspricht nach Lage und Alter zweifellos den anderen posthumen Ergüssen, wenngleich er stofflich davon verschieden ist.

Die Gesteine der posthumen Eruptionen.

Das Gesteinsmaterial der letzten Eruptivphase ist, wie bereits angedeutet, wesentlich zweierlei Art. Eine erste Gruppe von basaltischem Habitus umfaßt die Vorkommen von Binzale Prunu, Scano, der „spelunca" und Ghizo. Der makroskopische Habitus ist, mit einigen unerheblichen Abweichungen, an allen diesen Punkten wesentlich derselbe. Die Grundmasse erscheint in frischem Zustande grau (Scano) bis schwarz (Binzale Prunu) und nimmt durch Verwitterung lebhaft rote Farbe an. Unter den reichlich darin eingebetteten Ausscheidungen fallen besonders die großen (oft 2—3 cm) bronzefarbigen Biotittafeln ins Auge, demnächst die 1—2 cm erreichenden Augitkristalle und die sehr zahlreichen, aber kleineren (ca. 2—4 mm) Olivinkristalle. Daneben zeigt speziell die Lava von Scano einen ungeheuren Reichtum von Augit-

und Olivinkonkretionen, die den übrigen Vorkommen fremd sind. In der Lava von Binzale Prunu bleibt die Größe der Einsprenglinge etwas unter den angegebenen Dimensionen, sonst sind die Verhältnisse dieselben. Im Schliff zeigt die Grundmasse bald nahezu holokristalline, bald vitrophyrische Ausbildung und namentlich im letzteren Falle sehr schön die achteckigen Umrisse zahlreicher kleiner Leucitkristalle. Bei mehr holokristalliner Ausbildung der Grundmasse verliert der Leucit diese charakteristische Form und wird dadurch schwieriger zu erkennen, dafür stellen sich hier die kaum weniger bezeichnenden, kranzförmig angeordneten Interpositionen ein. Wo auch dieses Merkmal im Stich läßt, wird man doch die daneben vorhandene, kaum oder nicht merklich polarisierende Masse für Leucitsubstanz ansprechen dürfen. Daneben scheint von individualisierten Mineralen nur Augit an der Zusammensetzung der Grundmasse teilzunehmen. Es handelt sich also bei den genannten Vorkommen, das sind mit einer Ausnahme alle mir bekannt gewordenen posthumen Ergüsse, zweifellos um Leucitbasalte, wie auch Doelter[1], auf dessen eingehende Beschreibung ich im übrigen verweisen kann, bezüglich der Lava von Scano erkannte.

Hiervon wesentlich verschieden ist die der gleichen Periode angehörige schlackige Lava am Fuße des Mte. Commida und im Tale des Rio sos Molinos. Schon äußerlich von jenen Leucitlaven völlig abweichend, erscheint sie als sehr dichtes, einsprenglingsarmes Gestein, dessen auffallendste Eigentümlichkeit der Wechsel grauer und rötlicher Streifen in schlierig fluidalem Verbande darstellt. Die spärlichen Einsprenglinge beschränken sich auf kleine Biotittäfelchen und schmale, leistenförmige Schnitte von glasigem Feldspat, je etwa 3—4 mm Länge bezw. Durchmesser erreichend, daneben undefinierbare mattweiße Körner. U. d. M. zeigt sich eine sehr unvollkommen individualisierte Grundmasse, die vielfach nur eine ganz verschwommene, zuweilen auch undeutlich sphärolithische Aggregatpolarisation aufweist, in anderen Fällen fast haarfeine, gebogene Feldspatleistchen neben noch winzigeren leb-

[1] Die Produkte etc. p. 38. — Auffallenderweise führt er die „Biotitlava von Ghizo“ (Der Vulkan Mte. Ferru. p. 210) im petrographischen Teil nicht unter den Leucitgesteinen auf.

haft doppelbrechenden und schief auslöschenden, also wohl augitischen, Mikrolithen erkennen läßt. Starke Imprägnation mit Eisenoxyden beeinträchtigt stark die Durchsichtigkeit und erschwert damit noch weiter die Einsicht in die Natur dieser ohnehin schwierig aufzulösenden Grundmasse. Die wenigen Einsprenglingsfeldspate, von meist unregelmäßiger Begrenzung, scheinen durchweg dem Sanidin anzugehören. Ein so unbefriedigendes Resultat der mikroskopischen Untersuchung gestattet keine Einreihung unseres Gesteins in eine bestimmte Familie, nur eine vollständige chemische Analyse könnte hier entscheiden. Von den Leucitbasalten ist es zweifellos verschieden. Dies bestätigte mir auch eine vergleichende Kieselsäurebestimmung beider Gesteine; sie ergab für

Leucitbasalt von Scano . . . . 44,16 % SiO_2 [1]
Schlackige Lava vom Mte. Commida . . . . 58,45 „ „

Zusammenfassung und Schlussfolgerungen.

Wenngleich die vorstehende Skizze nicht den Anspruch erhebt, eine erschöpfende Darstellung von dem Aufbau und der Entstehung des umfangreichen und in mancher Beziehung so verwickelten Vulkangebirges des Mte. Ferru zu geben, so genügt sie doch, eine Reihe von bezeichnenden Zügen, die vom vulkanologischen Standpunkte nicht ohne allgemeineres Interesse sind, mit hinreichender Bestimmtheit hervortreten zu lassen.

Diese charakteristischen Züge zu einem Gesamtbilde zu vereinigen und die daraus abzuleitenden allgemeinen Schlußfolgerungen anzudeuten, ist der Zweck der nachstehenden Zeilen.

Aus den geschilderten Verhältnissen ergibt sich folgende Bildungsgeschichte unseres Vulkans: Im Miozän — eine genauere Zeitbestimmung war vorläufig nicht möglich — sehen wir die vulkanische Tätigkeit an der Stelle des heutigen Mte. Ferru mit der Eruption von Bimssteintuffen beginnen. Die innige Vermengung mit den gleichzeitigen fossilführenden Sedimenten berechtigt zu dem Schlusse, daß die Tuffmassen

[1] Nach einer Analyse von Doelter — Die Prod. etc. p. 40 — ist die Zusammensetzung dieses Gesteins: SiO_2 42,30, TiO_2 Spur, Al_2O_3 18,22, FeO 17,30, CaO 11,01, MgO 6,66, MnO Spur, K_2O 2,93, Na_2O 1,31.

zunächst eine Meeresbucht auszufüllen hatten. Ob dieser einleitenden, wesentlich explosiven Phase die Ausstoßung des Trachytes auf dem Fuß folgte oder ob zwischen beiden Ereignissen eine längere Pause anzunehmen ist, muß unentschieden bleiben. Jedenfalls waren die Bimssteineruptionen abgeschlossen, als der Trachyt hervortrat, da nirgends ein Ineinandergreifen oder Wechsellagerung beider statt hat.

Der massige Trachyt quoll nun als zähes, wenig mit Gasen imprägniertes Magma hervor und staute sich der Hauptmasse nach als Quellkuppe — Trachytdom — über dem Eruptionskanal auf. Seitlich breitet sich die zähe Masse wohl etwas über den Untergrund aus, dabei immer noch große Mächtigkeit und massige Formen bewahrend; zur Bildung eigentlicher Lavaströme kommt es kaum. Den zentralen Dom umstehen, als Trabanten, mehr peripherische Kuppen, die Produkte seitlicher Durchbrüche, Apophysen der Hauptmasse, mit der sie oft direkt verschmelzen. Tuffbildung spielt in diesem Stadium eine sehr untergeordnete Rolle. Anzeichen wiederholter Extrusionen, eines Aufbaues aus sukzessiven Ergüssen fehlen gänzlich. Die Bildung des Trachytvulkans vollendete sich in einem wesentlich einheitlichen Eruptionsakte, dieser selbst stellt sich also als ein typischer m o n o g e n e r Bau im Stübel'schen Sinne dar. Die kompakte Geschlossenheit dieses Kerngebirges läßt keinen Zweifel, daß hier der Bildungsgang wirklich ein einheitlicher war und sich dementsprechend auch in verhältnismäßig kurzer Zeit vollzog, mag diese nun nach Monaten oder Jahren berechnen. Die verschiedenen, ohnehin nicht sehr voneinander abweichenden und nirgends scharf abgegrenzten Trachytvarietäten können höchstens verschieden konstituierte Schlieren innerhalb der aufgestauten Masse darstellen, nicht aber als spätere Durchbrüche und Zutaten gelten. Diese Vorstellung von der monogenen Bildung des Trachytvulkans schließt die Anerkennung einzelner nachträglicher Durchbrüche mit abweichendem Gesteinscharakter nicht aus. Als solche lernten wir, mit Vorbehalt, die Phonolithe kennen, sowie vielleicht als letzten Nachschub der trachytischen Phase den lavaartigen „Trachydolerit" am Mte. Entu.

Eine Ruhepause von unbekannter, vermutlich wohl nicht allzulanger Dauer scheidet diese trachytische Periode von der

nun folgenden der großen basaltischen Ergüsse. Wie zwischen den Bimssteinausbrüchen und der Trachyteruption ist auch hier die Trennung wieder eine absolut scharfe ohne Übergänge oder Wechsellagerung.

Eingeleitet wurde die erneute Tätigkeit des zeitweise „erloschenen" Vulkans durch heftige Erschütterungen — Erdbeben —, die ein System nahezu paralleler, annähernd N.—S. gerichteter Spalten in der erstarrten Trachytmasse aufrissen und so dem zum Ausbruch drängenden Magma des zu neuem Leben erwachten Herdes den Weg öffneten.

Im Gegensatz zu der streng monogenen Bildungsweise des trachytischen Kerngebirges (eventuell unter Ausschluß des Phonoliths und „Trachydolerit", s. o.) konnten wir in dem Aufbau des Basaltmantels eine Reihe deutlich getrennter Ausbrüche konstatieren, die sich nach ihrem sehr ungleichartigen Erhaltungszustand zu urteilen, auf einen ziemlich langen Zeitraum verteilen dürften.

Den Anfang machten vermutlich jene grobdoleritischen und andesitartigen Basalte, die wir als „Basalte der Tafelberge" nebst zugehörigen Gängen beschrieben haben. Sie finden sich heute nur noch als plateauartige Erosionsrelikte auf den größten Höhen des Gebirges und verraten in ihren typischen Vertretern nirgends mehr die ursprüngliche Lavenform. Ihnen folgten die dichten Basalte, ebenfalls mit koordinierten Gängen, die nur ausnahmsweise (Mte. Pertusu) noch die größten Gipfelhöhen erreichen; zumeist umhüllen sie als mehr oder weniger geschlossener Mantel Flanken und Fuß des Berges. Dieser äußere Mantel ist in sich keine einheitliche Bildung; die ihn zusammensetzenden Ergüsse erscheinen im allgemeinen um so jugendlicher, je tiefer am Berge sie hervorbrachen und viele haben ihren Stromcharakter und ihre Schlackenhülle bewahrt.

Am Schlusse dieses Abschnittes seiner Bildungsgeschichte dürfte unser Vulkan von einem nahezu, wenn nicht völlig lückenlosen Basaltmantel eingehüllt gewesen sein. Auch dort, wo jetzt — wie an der Nordseite — der Trachyt an seinen Abhängen in größerer Ausdehnung zutage liegt, muß nach den vorhandenen Deckenresten und dem Auftreten von Basaltgängen die Verbreitung dieser Bildungen eine größere gewesen

sein. Trotz seiner recht eigentlich „polygenen“ Bildung, durch zahlreiche über einen langen Zeitraum verteilte Ausbrüche zeigt der Basaltmantel des Berges nicht die typische Struktur polygener Vulkane. Die hierfür bezeichnende vielfache Überlagerung wiederholter Lavaergüsse mit trennenden Schlacken und Aschenschichten fehlt so gut wie gänzlich. Die verschiedenen sukzessiven Ausbrüche verteilen sich anscheinend auf fast ebenso viele einzelne Ausbruchspunkte, so daß statt Überlagerung vielmehr nur Nebenlagerung erfolgte. An einer gegebenen Stelle wird der Basaltmantel fast ausnahmslos nur von einer einheitlichen Lage, dem Produkt einer einzigen Eruption gebildet, die unmittelbar dem Trachyt aufruht. Namentlich gilt dies von den höheren Teilen; am Fuße des Berges und im flachen Vorlande, wohin alle Ergüsse ihren natürlichen Abfluß fanden, mußten sie sich natürlich auch übereinander anhäufen.

Gleich der trachytischen ist auch diese basaltische Eruptionsperiode gekennzeichnet durch die große Armut, ja vielleicht völliges Fehlen der losen Auswurfsmassen. Eigentliche Tuffe dieser Periode wurden nirgends beobachtet. Mag man auch das Fehlen oberflächlicher Ablagerungen dieser Art auf Rechnung der Erosion und Abschwemmung setzen, so müßten sich solche doch, wenn sie je in größerem Umfange vorhanden gewesen wären, an geschützten Stellen namentlich unter den Lavadecken erhalten haben.

Nach diesen Ausbrüchen, von deren Massenhaftigkeit besonders die Überflutung des Vorlandes Zeugnis gibt, dessen Basaltdecke zum allergrößten Teil, wahrscheinlich sogar ausschließlich diesem Abschnitt angehört, muß eine lange Pause der Eruptionen eingetreten sein. Der Berg bot den Anblick eines erloschenen Vulkans dar und konnte gewiß lange Zeit für einen solchen gelten.

Erst in dieser großen Pause fand die Erosion Zeit, tiefe Talschluchten in seine Flanken zu graben, die durch den Basaltmantel hindurch in den trachytischen Kern einschnitten. Die heutigen Täler wurden im wesentlichen in dieser Zeit angelegt und ausgearbeitet. Eine Leistung, die gewiß einen langen Zeitraum erforderte, wenn sie wirklich ausschließlich durch die Erosion selbst vollbracht werden sollte.

Noch einmal sollte die Ruhe des schlummernden und schon dem Erlöschen nahen Vulkans gestört werden; noch einmal gelang es dem bereits erstarrenden Magma, die tote Masse des auflastenden Berges an einzelnen Punkten zu durchbrechen — wahrscheinlich, indem Gasspannung den Weg bahnte, wie die begleitenden Trümmergesteine anzeigen — und es traten einige, an Volumen meist wenig bedeutende Lavaströme im Grunde der Täler hervor. Es entsteht hier die Frage, ob hier die Lage der Ausbruchspunkte bestimmt wurde durch die Erosion, die hier den Gesteinspanzer schwächte und so der inneren Spannung entgegenarbeitete, oder ob vulkanische Explosionen die Talkessel aussprengten, an deren Grunde die Laven der letzten Periode hervortreten sollten. Das Mißverhältnis zwischen dem großen Umfange der „Calderen" und der geringen Menge der geförderten Lava würde einer solchen Auffassung nicht entgegenstehen. Es ist sehr wohl denkbar, daß bei einer sehr starken explosiven Vulkantätigkeit der Lavaerguß nur unbedeutend ist oder auch ganz ausbleiben kann.

Akzeptiert man die Bildung der „Calderen" durch Explosion in der letzten Phase, so würde natürlich das vorher über die Länge der vorangehenden Pause und die Dauer der Erosionswirkung Gesagte entsprechend zu modifizieren sein.

Ein naheliegender, und in ähnlichen Fällen stets erhobener Einwand gegen die Auffassung der Calderen als Explosionskessel ergibt sich aus dem anscheinenden Fehlen des bei einer derartigen Katastrophe notwendig entstehenden Schutt- und Trümmermateriales. Ich lasse dahingestellt, ob vielleicht die früher erwähnten, als Gehängeschutt aufgefaßten Breccien in diesem Sinne gedeutet werden können. Hält man an der Bildung der Calderen durch vulkanische Kräfte fest, so bleibt doch Zeit und Art ihrer Entstehung im gegebenen Falle immer einigermaßen ungewiß[1].

Mit der Frage der Calderen in Zusammenhang steht die andere nach Lage und Form der Eruptivmündungen bezw. des Kraters.

Für den Trachytvulkan erscheint bei seiner massigen,

[1] Dieser letzten Phase gehören vielleicht einzelne — nicht näher untersuchte — Schlackeneruptionen von sehr jugendlichem Aussehen in der Außenzone des Vulkans, z. B. bei Narbolia, an.

offenbar monogenen Natur ein Krater im eigentlichen Sinne als dauernd geöffnete Schlotmündung und Vermittler der Eruptionen nicht nur überflüssig, sondern geradezu ausgeschlossen. Dementsprechend zeigt denn auch die Gipfelregion keinerlei, weder orographische, noch tektonische Andeutung eines solchen. Sollte dieser Gipfel jemals eine, seither durch Erosion oder vulkanische Ereignisse zerstörte, kraterartige Einsenkung besessen haben, so könnte eine solche nur durch Explosionen in der erkaltenden Bergmasse selbst (Spratzen) ausgeblasen, oder durch Nachsacken, eventuell Zurücksinken des Magmas im Schlote entstanden sein, wie dies die „massigen Vulkane" von Pantelleria in so unvergleichlicher Schönheit zeigen. Der Mangel eines eigentlichen Zentralkraters schließt natürlich nicht die Bildung kleinerer seitlicher Eruptionsöffnungen, Bocche, aus. In diesem Sinne, als parasitischen Krater der trachytischen Periode, möchte ich die auffallenden Erscheinungen im Talkessel von Stu. Lussurgiu deuten, jenes System von Tuffen, Konglomeraten und Trachytgängen, das in dieser Art im ganzen Gebiete des Mte. Ferru nicht seinesgleichen hat.

Für die basaltische Periode können wir mit Sicherheit die Ausbruchskanäle in den großartigen Gängen nachweisen. Ihre Lage und ihr Parallelismus schließen auch für diesen zweiten Abschnitt der Vulkangeschichte die Vorstellung eines dauernd tätigen, zentralen Hauptkraters aus, was durch die Anordnung der Ergußmassen selbst bestätigt wird. Schon die ältesten und höchst gelegenen Basaltdecken entstammen Spaltenergüssen, nicht einem Kraterschlunde. Man wird sich jeden einzelnen dieser Gänge zur Zeit seiner Tätigkeit mit einer Reihe kleiner Bocche, oberflächlichen Schlackenkratern, besetzt zu denken haben, die in ähnlicher Weise funktionierten wie die bekannten, auf Spalten aufgereihten parasitischen Eruptionsöffnungen am Ätna. In den peripherischen Teilen erkennen wir außerdem zahlreiche Ausbruchspunkte, die ursprünglich wohl Schlackenwälle besessen haben mögen, deren Zuführungskanäle aber noch unter den Eruptivmassen selbst verborgen liegen. Es liegt somit die Entwicklungsgeschichte und die Art der vulkanischen Tätigkeit des Mte. Ferru in den Hauptzügen klar vor Augen.

Wenn wir aus dem sichtbaren, unserer Untersuchung zugänglichen Vulkanbau auf das verborgene Magmareservoir, aus dem diese Massen emporstiegen, einen Rückschluß wagen dürfen, so glaube ich in dem geschilderten Verhalten unseres Vulkanberges ein typisches Beispiel der normalen Betätigung eines begrenzten peripherischen Herdes im Sinne Stübel's[1] zu sehen. Bezeichnend hierfür ist besonders die scharfe Trennung des gesamten Eruptivvorganges in mehrere nicht nur zeitlich getrennte, sondern auch durch die stoffliche Natur ihrer Produkte scharf geschiedene Phasen. Diese Erscheinung läßt sich bezüglich ganzer Vulkangebiete, wie auch einzelner Vulkanberge — falls sie nicht zu kurzlebig waren — so oft feststellen, daß die Annahme eines gesetzmäßigen Zusammenhanges dieser periodischen Eruptionsweise mit Differenzierungsvorgängen innerhalb des Herdes unabweisbar erscheint. Auch die Erfahrungen an Tiefengesteinsmassiven bestätigen diese Auffassung. Auch hier sehen wir, daß die Spaltungsprodukte (Teilmagmen) nicht ruhig und passiv in der Tiefe verharren, sondern aktiv die früher erstarrten Massen durchbrechen, wie ihr gangförmiges Auftreten beweist. *Jedes neugebildete Teilmagma drängt zur Eruption.* Zusammengesetzte Vulkane, wie der Mte. Ferru, zeigen uns somit das Spiegelbild der Teilungsvorgänge im Herde: der Aussonderung eines neuen Teilmagmas in der Tiefe entspricht eine neue Eruptionsphase an der Oberfläche. Der gemeinsame Grund beider Erscheinungen sind die Erkaltungsvorgänge der ursprünglichen Silikatlösung des Herdes. Beispiele analog gebildeter Vulkanberge drängen sich so zahlreich auf, daß es kaum der Hervorhebung bestimmter Fälle bedarf. Erwähnen möchte ich nur zwei nähergelegene Vulkane verwandter Art, die ich als Vergleichsobjekte speziell studieren konnte: Cantal und Mt. Dore. Die Nebeneinanderstellung wird einerseits das Gemeinsame, das im eigentlichen Sinne Typische schärfer hervortreten lassen, das durch die gleiche Funktionsweise des Herdes bedingt an Vulkanbergen der verschiedensten Gebiete und verschiedenen Alters sich wiederholt, anderseits wird bei einem

[1] Am bestimmtesten und eingehendsten formuliert in seinem Werke: Über die genetische Verschiedenheit vulkanischer Berge. Leipzig 1903. Verlag von Max Weg.

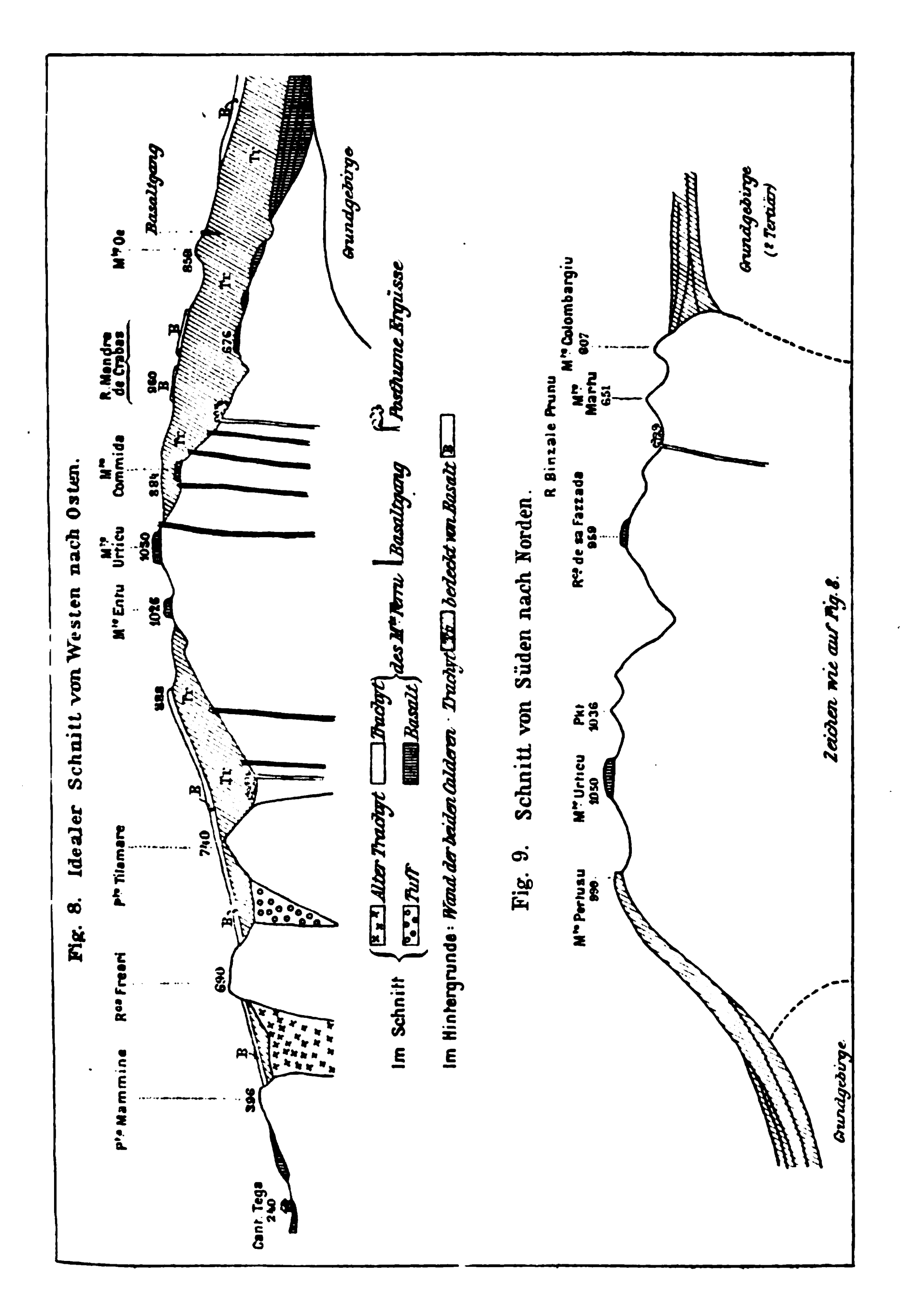


Fig. 8. Idealer Schnitt von Westen nach Osten.

Fig. 9. Schnitt von Süden nach Norden.

solchen Vergleich die besondere individuelle Eigenart unseres Vulkans am besten zur Geltung kommen.

Betrachtet man z. B. die Skizzen der genannten französischen Vulkane im Heft X des „Führers des VIII. internationalen Geologenkongresses“ (Paris 1900), so muß die generelle Verwandtschaft mit dem Mte. Ferru, wie er sich in den beifolgenden schematischen Durchschnitten (Fig. 8, 9, p. 57) darstellt, sofort ins Auge fallen: Der Kern von sauerem Gestein, umhüllt von einem basaltischen Mantel, das ist der gemeinsame, hier wie in so vielen anderen Fällen wiederkehrende Grundzug ihres Baues. In den Einzelheiten dagegen zeigen die drei Vulkanberge bemerkenswerte, nicht unerhebliche Unterschiede. Im Gegensatz zu der massigen, streng monogenen Natur des trachytischen Kernes am Mte. Ferru erkennen wir in Mt. Dore ebenso deutlich einen polygenen Aufbau aus übereinandergeflossenen Decken und Strömen mit reichlicher Beteiligung von zwischengeschichteten losen Massen, das Ganze von einem komplizierten Gangsystem durchsetzt, wie es so großartig an der Gipfelpartie, dem Sancy, und im Val d'Enfer aufgeschlossen ist. Also am Mt. Dore ein echter Stratovulkan als Kernbau, beim Mte. Ferru ein „massiger Vulkan“. Daß außerdem der petrographische Aufbau des sauren (trachytisch-andesitischen) Kerngerüstes am Mt. Dore ein sehr verwickelter ist im Vergleich zu der fast homogenen Masse von Trachyt (und Phonolith) am Mte. Ferru, sei nur nebenher angedeutet. Weniger mannigfaltig als der Mt. Dore trägt der Cantal gleichfalls unverkennbar den Stempel sukzessiver Aufschichtung aus gewaltigen Andesitdecken und losen Massen, wobei die mächtigen, wohl noch etwas rätselhaften Breccien wiederum einen besonderen Zug in das Gesamtbild bringen.

Auch das Siebengebirge mit seiner trachytisch-andesitischen und basaltischen Eruptivperiode könnte man in gewissem Sinne in seiner Gesamtheit als Analogiefall heranziehen; jedoch nur bezüglich der Bedingtheit der Eruptivperioden durch magmatische Differentiation in dem zugehörigen Herde. Im übrigen handelt es sich hier weder um einen einheitlichen Vulkanberg, noch sind — wenigstens für die saure Phase — oberflächliche Ergüsse nachweisbar oder wahrscheinlich.

Auf Sardinien selbst finden wir für die gleiche periodische Eruptionsfolge ein typisches Seitenstück größten Maßstabes in der öfter erwähnten älteren Eruptivformation, deren erstes Stadium der alte Trachyt (und Rhyolith) nebst Tuffen darstellt, deren zweites die Plateaubasalte repräsentieren. Bei der großen Ausdehnung des Phänomens, fast über die ganze Westhälfte der Insel, scheint die Vorstellung eines begrenzten Herdes einige Schwierigkeit zu bieten. Dennoch glaube ich, muß man auch hier als Ursache des Verlaufs der Eruptionen Differentiation innerhalb eines wesentlich einheitlichen Herdes annehmen, da wohl nur dadurch die gesetzmäßige Wiederholung dieses selben Phänomens einerseits in den verschiedensten Vulkangebieten der Erde und anderseits zu verschiedenen Zeiten, aber meist in verkleinertem Maßstabe in demselben Gebiete verständlich erscheint. Auch hat ja Stübel in seinem obenerwähnten Werke an dem Beispiel der Antillen gezeigt, wie man sich die Beziehungen auch sehr ausgedehnter Vulkangebiete zu einem System verzweigter, aber doch miteinander kommunizierender Herde vorstellen kann.

Bekanntlich läßt sich für die zeitliche Folge des Auftretens der einzelnen Spalt- und Eruptionsprodukte keine feste Regel aufstellen. Häufig geht der allgemeine Verlauf dieser Vorgänge, wie in den angezogenen Beispielen, von sauren zu immer basischeren Ergußmassen. Aber schon innerhalb ein und derselben Eruptivserie finden oft Umkehrungen und Wiederholungen statt, wie u. a. das Beispiel des Mt. Dore zeigt. In anderen Fällen — z. B. auf den äolischen Inseln — herrscht überhaupt die entgegengesetzte Tendenz.

Faßt man diese Erscheinung, wie die Periodizität der Vulkantätigkeit überhaupt, als Folge der magmatischen Differentiation auf, so kann diese zunächst so auffallende Regellosigkeit kaum befremden. Es bedeutet ja die Differenzierung wesentlich eine Spaltung in chemisch mehr oder weniger gegensätzliche Teilmagmen. Wenn sich bei langlebigen Eruptivgebieten oder, was nach unserer Auffassung dasselbe heißt, bei ausgedehnten Herden, die sich nicht in einer oder wenigen Eruptionen erschöpfen, dieser Vorgang mehrfach wiederholt, so muß sich als Gesamtresultat ein scheinbar regelloses Auf- und Abschwanken der chemischen Eigenschaften — z. B. des

Kieselsäuregehaltes — in den zugehörigen Laven ergeben. Will man ein Gesetz oder eine Regel in der Eruptionsfolge entdecken, so wird man nicht die ganze Reihe der Produkte eines solchen Herdes ins Auge zu fassen haben, sondern diese in die einzelnen, je einer Differentiationsphase entsprechenden Zyklen zu zerlegen suchen müssen. Vielleicht wird alsdann eher als bei dem bisher geübten Verfahren eine Gesetzmäßigkeit herausspringen.

Eine theoretische Notwendigkeit für die Innehaltung einer bestimmten Reihenfolge ist aber auch innerhalb dieses engeren Rahmens kaum zu konstruieren. Ist die Spaltung bis zu einem gewissen Grade gediehen, so wird es bei der demnächstigen Eruption von unbestimmbaren Zufälligkeiten abhängen, welches der Teilmagmen zuerst zutage tritt.

Selbst wenn man bestimmte Voraussetzungen über ihre relative Lage macht — sei es, daß man eine Sonderung nach der Schwere annimmt (Liquationstheorie), oder umgekehrt mit Brögger u. a. eine Anreicherung der schwereren, basischen Elemente an der oberen Grenzfläche für wahrscheinlicher hält —, in keinem Falle wird die Eruptionsfolge gerade dieser Anordnung entsprechen müssen. Es erscheint sehr wohl denkbar, daß — namentlich bei unregelmäßiger Gestalt des Herdes — erst ein tieferer Teil des Reservoirs angezapft wird und später erst die darüberliegenden Massen, seien sie nun saurer oder basischer, zum Ausbruch gelangen. Ebenso könnten sehr wohl auf verschiedenen Kanälen die beiden gegensätzlichen Teilmagmen gleichzeitig entleert werden — dieser Fall scheint am Mte. Ferru bei den posthumen Ergüssen vorzuliegen —, oder es könnten auch gleichzeitig mehr oder weniger bedeutende Reste des ungespaltenen Urmagmas mit austreten. Es ergibt sich aus einfachen Überlegungen somit die Möglichkeit, oder selbst Wahrscheinlichkeit, sehr mannigfaltiger Variationen in der Eruptionsfolge, die sich an keine Regel oder Gesetzmäßigkeit zu binden brauchen.

Zu den in ihrer Einfachheit so klaren und daher lehrreichen Verhältnissen unserer „posthumen Phase“ möchte ich nur noch als ein nicht fernliegendes größeres Seitenstück die Liparischen Inseln erwähnen.

Nach BERGEAT[1] zerfällt auch hier die letzte (dritte) Eruptionsperiode in zwei chemisch entgegengesetzte Gesteinsreihen, nämlich

a) Liparite und Dacite mit 71,7—74,2 % SiO_2,
b) sehr basische Basalte und Leucitbasanite mit 50—54 % SiO_2.

Der Unterschied im Kieselsäuregehalt beträgt also hier rund 20 %, während er in der analogen Phase des Mte. Ferru zwar nicht ganz so groß, aber mit rund 14 % immer noch beträchtlich genug ist, um die Gegensätzlichkeit ihrer Produkte und damit ihre Bedingtheit durch eine erneute Differenzierung des letzten noch eruptionsfähigen Magmarestes in dem schon nahezu erschöpften Herde auch hier unverkennbar hervortreten zu lassen. Die Größe des chemischen Gegensatzes entspricht der Länge der vorangegangenen Ruhepause, während deren auch in dem durch die vorangegangenen Eruptionen und die fortschreitende Erstarrung schon stark eingeengten Herde noch eine verhältnismäßig weitgehende Spaltung sich vollziehen konnte.

Stellen wir zum Schlusse noch einmal die sämtlichen am Mte. Ferru beobachteten Eruptionsphasen, auch einschließlich der in ihrer Selbständigkeit nicht völlig sicher erwiesenen, zusammen, so erhalten wir nachstehendes Bild seiner Tätigkeit:

I. Einleitende Phase: Tufferuptionen (Bimssteintuff und ? Ghizo-Tuff).

Pause.

II. Erste Hauptphase: trachytische Masseneruption (fast ohne Tuffe); Bildung des monogenen Trachytdomes und seiner Trabanten.

? IIa Phonolithe,
? IIb Trachydolerit.

Pause.

III. Zweite Hauptphase: massenhafte Basaltergüsse (ebenfalls ohne Tuffe); wiederholte, langdauernde Eruptivtätigkeit, Bildung des Basaltmantels und der Vorlanddecke.

Große Pause; starke Erosion.

[1] Die äolischen Inseln. p. 268.

IV. Posthume Phase: Ausstoßung vereinzelter kleiner, sehr basischer (Leucitbasanit) und saurer Lavaströme (? Entstehung der Calderen durch Explosionen).

? Schlackeneruptionen im Vorlande, Solfataren- und ? Geiserstadium, gekennzeichnet durch Gesteinszersetzung und Kieselsäureabsätze.

Endgültiges Erlöschen.

Geologische Beobachtungen in der Gegend von Jena in Thüringen.

I. Das Tertiär zwischen Bürgel und Kamburg.

II. Bemerkungen zur Tektonik der weiteren Umgebung von Jena.

Von

Karl Walther.

Hierzu Taf. II—IV und 5 Textfiguren.

I. Das Tertiär zwischen Bürgel und Kamburg.

Wir befinden uns am Nordostrande der Trias, die dem Thüringer Walde vorgelagert, mehr und mehr unter das Diluvium der norddeutschen Tiefebene hinabtaucht. Nur an wenigen Stellen, wesentlich in den Einschnitten der Flußläufe, treten noch die älteren Schichten zutage, auf den Höhen zwischen den Flußläufen erscheinen sie als inselartige Vorkommen und ihre genaue kartographische Begrenzung wird bei der allgemeinen Verlehmung sehr erschwert.

Während das Diluvium die eigentliche Epoche der Herausbildung der jetzigen Oberfläche darstellt und das gliedernde Moment, die großen Wasserläufe, ins Leben rief, werden wir im folgenden an einem kleinen Gebiete die bereits bekannte Tatsache ins einzelne verfolgen, daß nämlich an der Schwelle der norddeutschen Tiefebene an vielen Stellen die Anlage des jetzigen Flußsystems bis in das Tertiär zurückreicht. Dazu betrachten wir die nördlich des Ortes Bürgel gelegenen, im wesentlichen von den Orten Frauenprießnitz, Rockau,

Rauschwitz, Kischlitz und Poppendorf begrenzten Tertiärmassen (s. d. Karte Taf. III).

Dieses zwischen Saale und der unterhalb Naumburg in sie mündenden Wethau[1] gelegene Plateaustück wird zumeist von den Schichten des unteren Muschelkalkes — namentlich des Terebratelkalkes — bedeckt, und nur an wenigen Stellen, so im Nordwesten und Südosten, stehen jüngere Schichten — mittlerer und oberer Muschelkalk — zutage.

Dogger-, Malm- und Kreidezeit hinterließen in Ostthüringen keine Absätze, es bildete vermutlich während dieses ganzen Zeitraumes Festland. Ebenso verhielt es sich im Eozän und erst während des darauffolgenden Oligozäns wurde das Land wieder vom Meere bedeckt. Es mußten also, wie E. Schmid[2] mit Recht betont, schon in der Festlandszeit vor Ablagerung des Tertiärs dieselben erodierenden Kräfte tätig gewesen sein, wie sie in der darauffolgenden herrschten. Man könnte sonst nicht beobachten, daß einerseits das Tertiär sich den Unebenheiten des triadischen Untergrundes vielfach so anschmiegt und daß anderseits die „Unebenheiten, denen es folgt, zu den jetzt vorhandenen in wenigstens sehr naher Beziehung stehen".

Die genaue Wiedergabe des Reliefs durch Höhenkurven gibt uns die Möglichkeit, diesen Zusammenhang im einzelnen nachzuweisen. Ein Blick auf unsere Karte Taf. II zeigt, wie groß häufig die Übereinstimmung im Verlaufe der Höhenkurven mit dem Umrisse der Tertiärvorkommen ist. Wenn man z. B. von der weimarisch-altenburger Grenze im Süden des Ortes Mertendorf in der Richtung auf Poppendorf die Tertiärgrenze mit der Höhenkurve 320 vergleicht, so sieht man, wie innig die Beziehungen zwischen heutiger Oberfläche und dem Tertiär sind. Jener langgezogene Höhenrücken, der sich in nordöstlicher Richtung bis nach dem letztgenannten Orte erstreckt, wird seiner Gestaltung nach z. T. bis ins einzelne vom Tertiär nachgeahmt. In gleicher Weise folgt dieses gegen Rockau zu dem in nordöstlicher bis nördlicher

[1] Der Ort Petersberg am Südostrande der Karte Taf. II liegt an diesem Flüßchen.

[2] Erläuterungen z. geol. Spez.-Karte von Preußen etc. Blatt Stössen, S. 7, Blatt Osterfeld, S. 8.

Richtung verlaufenden Tälchen und erstreckt sich dann weiterhin bis nach Wetzdorf. Die ursprünglich zusammenhängende Tertiärdecke löst sich im Norden unseres Gebietes in einzelne kleine Partien auf, die in erster Linie dem Umstande ihr Bestehen verdanken, daß sie in Mulden des welligen triadischen Untergrundes abgelagert waren, während auf den Erhebungen die Zerstörung der Tertiärdecke zunächst einsetzte. Bei dem Fortschreiten dieser Tätigkeit hielten sich dann die kleineren Tertiärkomplexe im wesentlichen auf den Höhenrücken zwischen zwei Talsystemen, weil sie dort der abspülenden Tätigkeit der Gewässer am wenigsten ausgesetzt waren. In gleicher Weise wie hier ist auch im Süden und Südosten das Tertiär in kleine Stücke zerschnitten, welche die Höhen krönen. Auch ihre Gestaltung folgt genau den Tertiärgrenzen. Ihre kartographische Festlegung muß naturgemäß immer willkürlich und unsicher sein. Denn einerseits arbeiten fortwährend Wind und Wasser an der Zerstörung der Tertiärmassen, indem sie ihr leicht transportables letztes Überbleibsel — glatte gerundete Kiesel — weithin ausbreiten, anderseits ist es auch der Mensch, der durch die Bestellung der Felder sicherlich viel Material von seinem ursprünglichen Platze fortschafft und so die Grenzen der Formation verschiebt.

Wenn also wirklich ein enger Zusammenhang zwischen heutiger Oberfläche und dem Tertiär besteht, so muß mit anderen Worten die Talbildung als wesentlichster Faktor bei der Entstehung des Reliefs aus dem Tertiär sich ergeben.

Um dies festzustellen, werden wir zunächst im Bereiche des Tertiärs nach der Karte einige Talmulden aufsuchen, die in ihrem weiteren Verlaufe in wichtige Täler übergehen. Danach begeben wir uns in das Gelände selbst und untersuchen, wie jene obersten Talgründe beschaffen sind und ob irgendwelche Eigenschaften für sie charakteristisch sind.

Nach Westen zur Saale hin erstrecken sich aus dem Tertiärgebiete zwei bedeutendere Täler (s. d. Übersichtskarte Taf. III), im Norden

der „Hirschgrund“, der als „Tautenburger Tal“ bei Steudnitz in das Saale-Tal mündet, und im Süden

das „Hebe-Tal", entstanden aus der Vereinigung von Gitten- und Schkölschem Grund (s. Taf. III), welches bei Tautenburg sich mit dem Tautenburger Grund vereinigt.

Nach Osten und Norden zur Wethau haben wir gleichfalls zwei Seitentäler; im Norden

den Poppendorfer Grund[1] und im Südosten

das Biele-Tal, das östlich von Dothen in die Wethau mündet und dessen Ursprung in der Nähe des Punktes 341,1 an der weimarisch-altenburger Grenze (s. Taf. III) zu suchen ist.

Diese „Täler" oder „Talgründe" führen erst weit unterhalb der Stelle, wo sie ihren Anfang nehmen, Wasser und sind in ihrem obersten Teile lediglich Abzugsgräben für Regen und Schmelzwasser. Dessenungeachtet läßt sich nachweisen, daß in jedem der genannten Fälle am Ursprungsorte sich ein wasserführender Horizont unter der Erdoberfläche befindet. Dieser bildete den Anziehungspunkt für das von unten gegen die Höhe sich rückwärts einschneidende Tal, wie weiter unten noch näher ausgeführt werden soll.

Wenn man so in den vier genannten Fällen die Umgebung des obersten Talgrundes betrachtet, so fällt dort überall die große Zahl meist verlassener Tongruben auf. Daneben häufen sich dort kleine Tümpel oder kleine mitten in den Feldern liegende, wenige Quadratmeter enthaltende Komplexe, die zu feucht sind zur Beackerung und stets frisches Gras, Schachtelhalme, Weiden etc. tragen. Im obersten Hirschgrunde bei Wetzdorf sind auf der Karte nur zwei Tongruben eingezeichnet[2], aber es liegen dort noch zahlreiche aufgelassene und wieder eingeebnete Baue[3]. Ebenso verhält es sich im obersten Gitten- und Schkölschen Grunde.

---

[1] So nenne ich kurz das namenlose Tälchen, welches südöstlich Schkölen sich mit dem Kratzgrund (s. Taf. III) zum Kiefengrund vereinigt. Dieser mündet unter dem Namen „Mönchsgrund" bei Seißlitz (fälschlich „Seiselitz") in die Wethau.

[2] Durch die Pfeile wird auf das zugehörige Tal verwiesen.

[3] Wichtigere teils abgebaute oder im Abbau befindliche, teils noch unerschöpfte Tonlager wurden mit einem blauen Ringe (◯) umgeben. Eine genaue Eintragung ist in diesem z. T. von Tongruben förmlich durchwühlten Gebiete kaum möglich.

Bei dem ersten liegen die Tonlager nach einem Wäldchen zu, das von der Bürgel-Mertendorfer Straße in zwei gleiche Teile geschnitten wird (westlich des Punktes 349, 2).

Bei dem obersten Poppendorfer Grunde[1] sind die in Rede stehenden Erscheinungen sehr deutlich schon nach der Karte zu erkennen. Es befinden sich dort vier derartige Wasseransammlungen, zwei Kies- und Sandgruben, ein feuchtes Wiesenstück und ein kleines Wasserloch[2]. Sehr zahlreich sind die Tonvorkommen am Ursprunge der Biele, wie ein Blick auf die Karte lehrt.

Ist es also möglich, alle diese verhältnismäßig bedeutenden Täler in ihrer Richtung auf das Tertiär zurückzuführen, so kann man sogar jede noch so unbedeutende jetzige Talsenke mit dem Wasser in Beziehung bringen, das sich auf undurchlässigen Schichten des Tertiärs ansammelte. Die auf der Karte vermerkten Pfeile weisen sofort auf zahlreiche Beispiele hin, so daß eine weitere Erläuterung unnötig erscheint.

In den meisten Fällen hat sich das betreffende Tal bis zu den Tonvorkommen zurückgearbeitet und sie in sein Bereich gezogen, hier und da findet sich jedoch noch eine deutliche Barre zwischen dem obersten Talgrunde und dem Tonvorkommen. Dieses wird — wie dem Tongräber schon lange bekannt ist — durchgehends an der Erdoberfläche durch eine bald kreisrunde, bald ovale, bald unregelmäßig gestaltete Mulde markiert. Diese „Dellen“ haben einen verschiedenen Durchmesser, von 10 bis zu 50 m und eine Tiefe von 0,50 bis 1,00 m; ich denke sie mir entstanden aus dem bekannten „Sich-Setzen“ feuchter Sandschichten[3]. Wir werden später noch genauer auf diese Erscheinung zu sprechen kommen.

An zwei Stellen in unserem Gebiete findet man die eben geschilderten Verhältnisse besonders gut ausgeprägt.

Wenn man in dem Tälchen, das sich am Nordrande des „Birkigts“, des Wäldchens südlich von Mertendorf, ungefähr

[1] Zwischen Rockau und Mertendorf.

[2] An der Weggabelung: Wetzdorf / Rockau } Mertendorf.

[3] Vergl. das Referat „Die Volumverkleinerung des Sandes bei Beleuchtung“ (nach VAN DER MENSBRUGGHE im Bull. de l'Académie belgique 1901, p. 372 f.). Naturw. Wochenschrift 1902, p. 333.

vom Punkte 349,2 bis zur Landesgrenze in östlicher Richtung erstreckt und sich dort mit dem Biele-Tal vereinigt, aufwärts geht, bis man den Feldweg erreicht, der von dem eben genannten Höhenpunkte nach Süd-Südosten abzweigt, so hat man ungefähr auf 30 m vor sich den Talschluß. Überschreitet man diesen, so sieht man, wie sich hinter ihm, durch eine Bodenschwelle von 30—40 m getrennt, eine gegen das Wäldchen im Westen langgestreckte, ungefähr 20 m breite und kaum 1 m tiefe Mulde auftut. Vermutlich waren hier wie an manchen anderen Stellen die Höhenunterschiede zu geringfügig, um sie zur Darstellung bringen zu können; in einem Falle dagegen sieht man aus der Karte ohne weiteres die vorliegenden Beobachtungen bestätigt.

Wenn man auf der in nordwestlicher Richtung verlaufenden Straße Poppendorf—Thierschneck den Kratzgrund überschreitet, so sieht man, daß ungefähr 50 m danach gegen Nordwesten zu eine Mulde beginnt, die, wie aus der Karte genau zu ersehen ist, in 303,38 m Höhe ihr Ende erreicht hat. Es folgt dann nach Westen eine Bodenschwelle von ungefähr 18 m Breite und danach eine Mulde mit schwach elliptischem Umriß. Sie enthält ungefähr 25 m im Durchmesser und ist zum mindesten 303,38 — 302,5 = 0,88 m tief.

Es fällt auf, wenn man die auf der Karte eingetragenen Tonvorkommen betrachtet, daß sie häufig reihenförmig hintereinander liegen, so am Westrande des Birkigts bei Mertendorf, dann aber besonders zwischen diesem Orte und Rockau. Aus der reihenförmigen Anordnung der Tonlager ergab sich infolgedessen eine Aufeinanderfolge von Senken, die schließlich zu einer Talsenke verschmolzen. Auch hier geht, wie man aus der Karte sieht, die Senke nicht unmittelbar in das von Norden aus der Gegend von Wetzdorf sich rückwärts verlegende Tälchen über, sie bildet jedoch wegen der wasserhaltenden tonigen Schichten den steten Anziehungspunkt für die Talbildung. In einem Falle ergab sich die reihenförmige Anordnung der Tonlager besonders deutlich. So hatte ich rein nach der Karte jene auf ehemaligen Ton- und Kiesgruben sich ansammelnden kleinen Wassermassen westlich Karsdorfberg durch einen Pfeil mit dem Tälchen in Beziehung gebracht, das sich von der genannten Stelle aus in südöstlicher Richtung gegen

Rauschwitz zieht. Bei einer späteren Begehung der Gegend fand ich, daß genau in der von mir bezeichneten Fortsetzung inzwischen ein weiteres Tonlager erbohrt worden war.

Wir sahen also, daß auf zweierlei Weise die heutige Talbildung durch das Tertiär bedingt wurde, einmal direkt durch Senkungen über reihenweise angeordneten Tonvorkommen, dann auch indirekt, indem das rückwärtsschneidende, sein Sammelgebiet vergrößernde Tal jene wasserreichen Horizonte in sein Gebiet zu ziehen suchte und demgemäß in seiner Richtung beeinflußt wurde. Man beobachtet also auch hier im kleinen einen von West und Ost (Saale bezw. Wethau) geführten Kampf um die Wasserscheide, der um so erbitterter dort ist, wo es gilt, einen wasserreichen Komplex in das betreffende Talgebiet einzuverleiben. Und naturgemäß wird dort die Wasserscheide zu einem äußerst schmalen Bande.

Noch eines mit charakteristischen Erscheinungen verknüpften Spezialfalles der Talbildung in unserem Gebiete ist hier Erwähnung zu tun, bevor eine Erklärung der Verhältnisse gegeben werden kann, unter denen das Tertiär zum Absatze gelangte — es sind das die sogen. „Erdfälle" in der Poppendorfer und Mertendorfer Flur[1].

Es handelt sich dabei um Erdrutschungen und -einbrüche von geringerer oder größerer Stärke, die auf die Gestaltung der Erdoberfläche von erheblichem Einflusse sind und denen zufolge ein beträchtlicher Teil der genannten Gegend sich in fortwährender Senkung befindet. Diese Erdfälle stellen einesteils kreisrunde oder ovale Trichter mit einem größten Durchmesser bis zu 40 m und einer Tiefe bis zu 4 m dar, andernteils liegen sie in größerer Zahl hinter- und nebeneinander, so daß sie kaum voneinander zu trennen sind und ein förmliches Senkungstal bilden, wie westlich von Poppendorf auf der Karte angegeben wurde. Von den beiden größten dieser Erdfälle befindet sich der eine nördlich der Straße Poppendorf —Wetzdorf und ist mit Bäumen bestanden, ebenso wie der andere südlich von dem erstgenannten und der Straße gelegene. In diese Löcher stürzt namentlich zur Frühjahrszeit und bei heftigem Regen das Wasser wie in einen Strudel, die Bäume

[1] Auf der Karte rot umrandet.

unterwaschend und hineinziehend. In kurzer Zeit füllt sich der Trichter mit Wasser, jedoch schon nach 1—2 Tagen ist keine Spur mehr davon zu sehen; es ist in die Tiefe versunken. Das ursprünglich vorhandene Loch wird dabei binnen kurzem durch die hineingespülten Erdmassen verstopft.

Jede Mühe, diese Erdfälle einzuebnen, um sie für die Kultur brauchbar zu machen, ist umsonst. So berichtete man mir, dass der Erdfall westlich des Punktes 331,6 nördlich Mertendorf ursprünglich auch so wie die beiden oben genannten ein Trichter von ungefähr 20 m Durchmesser und 3—4 m Tiefe gewesen sei, daß es aber dem Besitzer des betreffenden Grundstückes trotz Einfüllens vieler Wagenladungen Schutt nicht gelungen sei, die Senke völlig einzuebnen und auch heute befindet sich noch an dieser Stelle eine Mulde von 1—2 m Tiefe und 20—30 m Durchmesser[1].

Diesen stark ausgeprägten Erdfällen stehen andere gegenüber, die erst in der Entwicklung begriffen sind. So beobachtet man in der Nähe des großen Erdfalles nördlich der Wetzdorf—Poppendorfer Straße eine große Anzahl kreisrunder und länglicher Senken, die 2—3 m im Durchmesser und 30—40 cm in der Tiefe enthalten[2].

Eine dritte Erscheinungsform der Erdfälle stellen schließlich schwache Tälchen dar, wie man im obersten westlichen Arme des Poppendorfer Grundes sieht. Namentlich der sich aus der Richtung von Wetzdorf her gegen diesen ziehende Seitenast ist durch fortwährende starke Senkungen ausgezeichnet und es ist dort vorgekommen, daß Pferde beim Ackern bis an den Leib in den Boden einbrachen.

Es braucht kaum darauf hingewiesen zu werden, welcher Schaden der Landwirtschaft durch die Entwertung derartiger sich senkender Geländestrecken erwächst. Aber auch für das Vermessungswesen, ferner für Straßen- und Bahnbau verdienen diese Erscheinungen erhebliche Beachtung[3]. In wissen-

---

[1] Auf der Karte nicht gezeichnet.

[2] Von dem Topographen wurden diese Fälle durch kleine Ausbuchtungen der Höhenkurven, einmal auch deutlich als Senkung eingetragen.

[3] Vergl. GERKE „Beiträge zu den Höhenänderungen in der Umgegend von Jena infolge Hebung und Senkung des Bodens“ (Mitt. d. geogr. Ges. zu Jena. 6. 1887. 2. p. 165).

schaftlicher Beziehung sind die Erdfälle insofern von Interesse, als in dieser Gegend schon mehrfach Beobachtungen über rezente Höhenänderungen gemacht wurden[1]. Seltsamerweise wurde dabei der in Rede stehenden Erscheinungen keinerlei Erwähnung getan.

Man geht wohl nicht fehl, wenn man in erster Linie die Erdfälle als durch unterirdische Gipsauswaschungen im mittleren Muschelkalke entstanden annimmt. Nach der Karte kann man sich leicht überzeugen, daß das genannte Gestein in der Gegend der Erdfälle unter dem Tertiär und Diluvium durchstreichen muß. Unweit des Punktes 304,5 westnordwestlich Poppendorf beobachtet man aber auch, daß die Auswaschungen z. T. mit dem Tertiär in Beziehung zu stehen scheinen. Es mag dort das im Grunde der aufgelassenen kleinen Tongrube sich ansammelnde Wasser durch Auslaugung von Gips einen Abfluß gesucht und dadurch Anlaß gegeben haben, daß das darüberliegende Erdreich zu einer talförmigen Senke eingestürzt ist.

Es möge nunmehr ein Versuch gemacht werden, die Verhältnisse zu rekonstruieren, unter denen unsere Tertiärablagerungen zum Absatze gelangten.

Das Meer, welches im Eocän im westlichen Teile der heutigen Ostsee gestanden hatte, drang im Oligocän weiter und weiter gegen Süden vor, dergestalt, daß es in der älteren Abteilung große Strecken der Mark überflutete, um dann im Mitteloligocän seine weiteste Verbreitung — bis in die Gegend von Halle und Leipzig — einzunehmen. Im Unteroligocän war unsere Gegend in ausgedehnten Niederungen mit sumpfigen Seen bedeckt, welche von einmündenden Flüssen mehr und mehr versandet wurden. Dabei luden diese vor ihrer Einmündung das aus der Zerstörung paläozoischer Massen im Süden gewonnene grobe Material in weiten deltaartigen Niederungen[2] ab, wogegen die große Masse der feineren Bestandteile an den tieferen randfernen Stellen sich niederschlug. Hier waren jetzt durch den wasserundurchlässigen Boden die

---

[1] P. Kahle, ebenda. 5. 1886. 2. p. 95 und Peterm. Geogr. Mitt. 45. 1899. p. 218.

[2] Vergl. die Gegend von Eisenberg bis Kamburg, ferner die von Gera und Zwickau.

günstigsten Bedingungen zur Sumpfbildung gegeben[1]. Während in der Umgebung die Gewässer versickerten, vermochten sie sich auf dem Tone in Tümpeln von größerer oder geringerer Ausdehnung zu halten. Das heiße Klima besiedelte sie mit einer üppigen Flora und mächtige kohlige Massen kamen zum Absatze[2].

In unseren Kies- und Sandniederungen dagegen trat ein fortwährender Wechsel zwischen Ablagerung und Zerstörung von Material ein. Infolge der großen Mengen mitgeschleppten Materiales entstand eine fortwährende Verlegung der Wasserläufe, es bildeten sich in ihnen Barren, vor denen das grobe Materiel sich absetzte, während hinter ihnen in einem ruhigen Tümpel sich feiner Sand und Ton niederschlagen konnte. So wurden auch einzelne Wasseradern abgesperrt und reihenförmig setzten sich in den Senkungen des unebenen kiesigen Bettes kleine Tonmassen ab. Auf ihnen hielten sich, während ringsherum alles trocken gelegt wurde, Tümpel, die sich binnen kurzem mit einer üppig emporschießenden kleinen Pflanzenwelt besiedelten. Jedoch schon nach einiger Zeit wurde alles wieder überflutet und neue Sand- und Kiesmassen deckten die Tonnester zu.

Wie erklärt man sich nun — und damit kommen wir auf die Entstehung unseres Tertiärs genauer zu sprechen — die Tatsache, daß die Gerölle fast ausschließlich aus Milchquarz bestehen? Die Antwort hierauf gibt E. Zimmermann in den Erläuterungen zu Blatt Naitschau (Elsterberg). Nach ihm ist anzunehmen, daß in der Festlandszeit nach Ablagerung der Trias eine derartig tiefgründige Verwitterung im thüringisch-voigtländischen Paläozoikum geherrscht hat, daß die Schiefer- und Quarzitgesteine, ja selbst die Diabase zu sandigen und tonigen Massen aufgelöst wurden. Nur die Quarze der Quarztrümer, sowie die Kieselschiefer des unteren Obersilurs konnten sich in harten Blöcken und Brocken erhalten. Und diese Verwitterungsrückstände neben dem Verwitterungslehm sehen wir in unseren Kiesen und Sanden bezw. Tonen wieder vor uns.

---

[1] Fiebelkorn, Die Braunkohlenablagerungen zwischen Weißenfels und Zeitz. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1895. p. 353.

[2] Vergl. z. B. die Gegend von Zeitz und Weißenfels.



Die Größe der Gerölle ist sehr verschieden, sie erreicht selten die einer Faust. Die Gestalt ist naturgemäß vollkommen gerundet. Daß man es mit fluviatilen Absätzen zu tun hat, lehrt neben der vollständigen Fossilfreiheit und dem Mangel an kalkigen Bestandteilen jeder Blick in eine Kiesgrube. Dort sieht man, wie die gewundenen und gestauchten Schichten, wenn dieser Ausdruck überhaupt angängig ist, fortwährend in ihrer Beschaffenheit abwechseln, so daß Kiese, Sande, sandige Tone und ihre mannigfaltigen Übergänge nebeneinander vorkommen und sich gegenseitig ersetzen. Die Richtung der Gewässer war in unserer Gegend im allgemeinen eine südost-nordwestliche bis südnördliche und ergibt sich aus jenen reihenförmig angeordneten Tonvorkommen. Über diesen treten, wie weiter unten noch näher ausgeführt werden soll, sehr häufig Lagen eines schneeweißen äußerst feinen Sandes auf. Und ihn sehe ich als Ursache der Erscheinung an, daß sich nämlich über dem Ton-„Nest" stets eine mehr oder minder große Einsenkung der Erdoberfläche befindet (s. p. 67).

Es sei mir hier gestattet zur Erklärung dieser Verhältnisse etwas weiter auszuholen und einige Bemerkungen über das Verhalten pulverförmiger Massen einzuschalten. Ich will dabei versuchen, ohne die oben erwähnte Arbeit von van der Mensbrugghe zu kritisieren, eine einfachere Deutung der Volumverminderung des Sandes bei der Befeuchtung zu geben.

F. Auerbach[1] machte auf das eigentümliche Verhalten pulverförmiger Massen aufmerksam. Sie nehmen gewissermaßen eine Mittelstellung ein zwischen den festen Körpern und den Flüssigkeiten, insofern sie von jenen den festen Aggregatzustand der einzelnen Teile besitzen, von diesen aber, was mehr besagen will, die leichte Verschiebbarkeit der Teile und daraus das Vermögen, zu fließen, sich in Gefäße füllen zu lassen etc. „Und doch unterscheiden die pulverförmigen Massen sich wiederum von einer Flüssigkeit ganz wesentlich durch ihre Fähigkeit, bei teilweise fester, teilweise freier Begrenzung mannigfaltige Gleichgewichtsfiguren zu bilden." Bei derartigen Versuchen ist aber darauf zu sehen, daß das Material gleichförmig ist und nicht „bäckt".

[1] Naturw. Rundschau 1901. p. 389 und Annalen der Physik. 4. Folge. 5. 1901. p. 170.

Dieses „Backen“ wird erstens durch Feuchtigkeit hervorgerufen, zweitens dann bewirkt, wenn die Korngröße unter ein gewisses Maß (etwa 0,1 mm) herabsinkt und drittens, wenn die Körner unregelmäßig gestaltet sind, d. h. also die Reibung der Teilchen aneinander zu groß wird.

Wenn diese drei Fälle vorhanden sind, also die Kohäsion der Teilchen größer geworden ist, so nähern sich die Massen in gewisser Weise wieder mehr den festen Körpern: die Verschiebbarkeit der einzelnen Teilchen ist jetzt geringer und sie vermögen wieder teilweise selbständige Gestalt anzunehmen (s. weiter unten), ohne hierbei auf fremde Begrenzung angewiesen zu sein. Mit anderen Worten: der Zu-

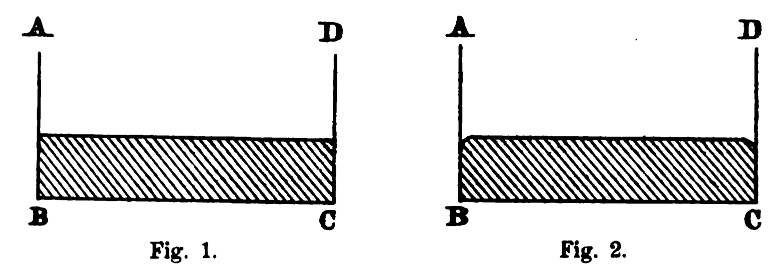


Fig. 1. Fig. 2.

sammenhang der einzelnen Teilchen ist inniger geworden und es bedarf einer gewissen Kraft, um ihn zu zerstören.

Mit unserem feinen weißen Sande läßt sich diese indifferente Stellung zwischen festen und flüssigen Körpern etwa folgendermaßen demonstrieren (s. Fig. 1—4 in natürlicher Größe):

Fig. 1 und 2. Das mit trockenem („flüssigen“) Sande bis zur Hälfte gefüllte kreisrunde Gefäß ABCD von rechteckigem Querschnitte werde durch einen schwachen senkrechten Stoß auf eine weiche Unterlage (Handfläche) erschüttert. Der Sand „setzt sich“, d. h. die einzelnen Teilchen rücken gegen den Boden des Gefäßes zu dichter aneinander. Dabei spielt der trockene Sand naturgemäß die Rolle einer nicht benetzenden Flüssigkeit[1], denn seine Kohäsion ist größer als die Adhäsion an den Wänden. Infolgedessen bildet sich am Rande eine konvexe Fläche und das Volumen ist kleiner geworden (s. Fig. 2)[2].

[1] Siehe AUERBACH, l. c. p. 183.

[2] Die Volumverminderung ist übertrieben dargestellt.

Fig. 3. In dem Gefäße ABCD befindet sich ein wenig Wasser. Man läßt nun aus einem Löffel oder dergl. aus einiger Entfernung in die Mitte des Gefäßes Sand einlaufen, so lange bis dieser alles Wasser aufgenommen hat und alle Teilchen sich dunkel färben. Man beobachtet zunächst dabei, daß in der Mitte sich ein 10—15 mm hoher turmförmiger Kegel aufbaut, ein Zeichen der höheren Kohäsion der einzelnen Teilchen. Dasselbe Quantum Sand von Fig. 1 nimmt jetzt einen geringeren Raum ein. Während aber oben (Fig. 2) der Sand die Rolle einer nicht benetzenden Flüssigkeit spielte, folgen hier erklärlicherweise die einzelnen Teilchen vollkommen dem Wasser, dessen Adhäsion an den Wänden größer ist als

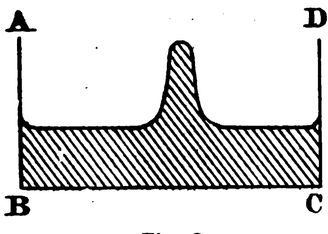




Fig. 3.

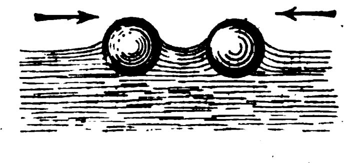


Fig. 4.

die Kohäsion der einzelnen Teile. Obwohl also durch die Wasseraufnahme die Kohäsion sich gesteigert hat, bildet der Sand an den Wänden des Gefäßes eine konkave Fläche.

Dieser letzte Fall führt zur Erklärung über die Volumverminderung des Sandes bei der Befeuchtung. Ich nehme an, daß hierbei zwischen den einzelnen Sandkörnchen eine kapillare Anziehung eintritt. Es wird sich hierbei der infolge der Oberflächenspannung des Wassers auf diesem schwimmende feine Sand wie jene Korkkugeln verhalten (s. Fig. 4[1]), die auf dem Wasser schwimmen und von ihm benetzt werden. Sie ziehen sich an, sobald sie sich nahe genug befinden. Und so sind in trockenem Zustande die einzelnen Sandteilchen nicht in unmittelbarer Berührung, denn die gesamte Masse läßt sich, wie wir sahen, durch einen Stoß auf ein kleineres Volumen reduzieren. Bei der Befeuchtung dagegen erfolgt diese Verringerung durch die Vermittlung des Wassers, das

[1] Aus Müller-Pouillet, Lehrb. d. Physik. 9. Aufl. I. p. 437.

alle Zwischenräume durchtränkt und eine Zusammenziehung der einzelnen Teile bewirkt.

Wir kommen nun auf die Bohrungen zu sprechen, die im Winter 1904/05 im Auftrage der Regierung angelegt wurden. Die in der Nähe der alten burgischen Grenze südwestlich Mertendorf liegenden Bohrlöcher wurden auf der Karte Taf. II durch die Zahlen 1—4 bezeichnet. Während die drei ersten je innerhalb einer der beschriebenen Tonsenken niedergebracht wurden, liegt das vierte auf ebenem Gelände zwischen dem ersten und dritten Bohrloche. Leider konnte die vierte Bohrung aus Mangel an Mitteln nicht gleichfalls bis zum Liegenden des Tertiärs durchgestoßen werden.

Zum ersten Male wurde in unserer Gegend durch Bohrungen die untere Grenze des Tertiärs erreicht und es ergaben sich dabei Profile, die zu wichtigen Folgerungen führen (s. die Tabelle p. 77). Es zeigt sich zunächst, daß die Oberfläche des Muschelkalks unter dem Tertiär eine stark wellige ist, es könnten denn nicht auf so kurze Entfernungen zwischen den einzelnen Bohrlöchern solche Niveauverschiedenheiten bestehen. Es prägt sich also hier deutlich die große Festlandszeit aus, die vor der Ablagerung des Tertiärs in unserem Gebiete herrschte. Das tertiäre Material läßt sich nach seiner Beschaffenheit und Lagerung in drei Kategorien von oben nach unten gliedern:

1. Letten, feiner weißer und gröberer gelber Sand, weißer Töpferton, nach unten sandig.
2. Grober Sand und Kies.
3. Braungraue oder gelbliche Letten.

Die unter II. und III. genannten Ablagerungen streichen gleichmäßig durch, dagegen bildet der weiße Töpferton, wie die Bohrungen bewiesen haben, nur eingeschaltete kleine Lager.

Die dem Muschelkalke auflagernden Letten stellen ein sehr feines, plastisches Material dar, das nur wenig durch Sand, Kies und etwas Brauneisen verunreinigt ist. Die mikroskopische Untersuchung einer großen Anzahl von Schlämmrückständen aus den drei ersten Bohrlöchern ergab eine beträchtliche Menge winziger Gipskristalle, z. T. deutliche Schwalbenschwanzzwillinge, an einer Stelle auch etwas

I.	II.	III.	IV.
Letten Feiner Sand Sand und Kies 4,50 m	Humus Letten 3,50 m	Humus und Letten Weißer Sand Gelber Sand Sand mit Ton Gelber Ton mit lettiger Kohle 8,00 m	Letten Gelber Sand Weißer Sand
Weißer Töpferton 6,00 m	Weißer Töpferton 4,50 m	Weißer Töpferton 9,50 m	Gelber grober Sand 10,00 m
Sandiger Ton 6,50 m	Sandiger Ton 6,00 m	Toniger Sand Sand m. Konkretionen v. tonigem Eisenoxyd 11,50 m	
Kies und Sand 22,50 m	Kies und Sand 24,50 m	Kies und Sand 22,00 m	
Graue plastische Letten 34,50 m	Dunkle Letten und Sande 25,50 m	Letten mit sandigen Lagen Desgl. mit Kies 36,50 m	
Muschelkalk	Muschelkalk	Muschelkalk	

Maßstab: 5,00 m — 10,00 m — 15,00 m — 20,00 m — 25,00 m — 30,00 m — 35,00 m

kohlensaures Kupfer. Den schwefelsauren Kalk denke ich mir sekundär entstanden, durch Einwirkung verwitternden Pyrits auf kohlensauren Kalk. Der Rest des erstgenannten stellen dann jene oben genannten Eisenoxydmassen im Schlämmrückstande dar. Von Fossilien wurde nichts beobachtet. Für die technische Verwendung dürften die in Rede stehenden Letten wegen ihrer Reinheit und Plastizität wohl geeignet sein.

Die über diesen Letten liegenden Gerölle bestehen zum weitaus größten Teile aus Milchquarz und nur selten findet sich Kieselschiefer. Die Größe der Gerölle erreicht hier und da die einer Faust, ist aber meist geringer. Der beigemischte gelbe Sand hat ein sehr grobes Korn. Eine Schlämmprobe aus dem Bohrloche 3 in 15 m Tiefe ergab nur 5 % abschlämmbare Bestandteile, unter denen sich viel Glimmer befand.

Der über dem Kies und grobem Sand liegende sandige Ton ergab in einer Probe in 10 m Tiefe 36 % feinen weißen Sand und 64 % weißen glimmerreichen Ton.

Der Töpferton, von dessen Gewinnung weiter unten noch die Rede sein wird, stellt ein äußerst feines schneeweißes Material dar, das nur wenig durch Sand etc. verunreinigt ist. Stellenweise findet sich zusammen mit Holzresten u. dergl. Vivianit in geringen Mengen. Die obersten Lagen des Tones sind sehr häufig mit lettiger unreiner Braunkohle imprägniert.

Auch der weiße Sand im Hangenden des Töpfertones dürfte wegen seines feinen Kornes und seiner geringen Beimengung von tonigen etc. Bestandteilen vielleicht technisch verwendbar sein.

Es mögen nun noch einige Bemerkungen über die zurzeit übliche Art der Tongewinnung hier folgen.

Der Abbau des Tones erfolgt durchaus raubbauartig, was jedoch in den Verhältnissen begründet liegt. Hat der Tongräber in einer der Tonmulden („Dellen“) Ton erbohrt, so legt er über diesem einen Schacht an. Seine Niederbringung ist wegen des geringen Querschnittes (ungefähr ein Quadratmeter) und der Einbauung von Stützen und Vorrichtungen zum Wasserablauf sehr mühevoll und zeitraubend. Auf dem

Tone angekommen, arbeitet sich der Gräber so tief hinab, als das Material unmittelbar für die Töpferei noch zu brauchen ist (!), d. h. solange es nicht zu plastisch (fett) ist, indem er zugleich nach allen Seiten — soweit die primitiven Stützvorrichtungen es erlauben — den Bau erweitert. Das gewonnene Material wird in einen Korb geladen und mittels Winde von einem Gehilfen an die Oberfläche befördert. Glaubt der Tongräber so viel als möglich von dem Tone gewonnen zu haben, so wird der Stollen oberflächlich wieder zugeworfen. Die Folge sind natürlich Senkungen in den Fluren, die diese erheblich entwerten. Anderseits ist die Arbeit des Tongräbers im höchsten Grade gefährlich und gesundheitsschädlich. Abgesehen von der steten Möglichkeit, verschüttet zu werden, erzeugt der Aufenthalt in den nassen, durch den engen Stollen, zumal bei größerer Tiefe, nur unvollkommen ventilierten Tonlöchern Atemnot, Herzbeklemmungen u. a. Vom technischen Standpunkte ist natürlich ein derartiger Raubbau völlig zu verwerfen, wird sich jedoch schwer durch etwas anderes ersetzen lassen. Der Tongräber sieht sich, da einerseits der über dem Ton liegende Abraum zurzeit wertlos ist und anderseits der Transport des gewonnenen Materiales bis nach Bürgel ziemlich teuer ist, gezwungen, mit möglichster Arbeitsersparnis dem Tone beizukommen und muß daher auf den Tagebau verzichten. Dieser kann meines Erachtens nur dann lohnend werden, wenn der u. a. aus feinen Sanden und Letten bestehende Abraum in der Nähe zur Verwendung gelangen kann.

Nach dieser Abschweifung kommen wir auf die stratigraphischen Verhältnisse unserer Tertiärschichten zu sprechen.

Trotz der angeführten Bohrungen kann noch nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden, ob unser fluviatiles Tertiär unter dem marinen Mittel- und dem Oberoligocän gelegen ist, also ein unteroligocänes Alter habe, oder ob es dem in der Leipziger Gegend ganz analog dem Unteroligocän entwickelten Miocän zugehöre. In beiden kommen derartige mächtige Tonablagerungen vor, wie sie unsere liegenden Letten darstellen, und ebenso treten in beiden schneeweiße feine Quarzsande auf. Auch wissen wir, daß die Knollensteine nicht, wie man früher annahm, auf das Unteroligocän beschränkt sind, sondern

z. B. in der Leipziger Gegend auch im Miocän vorkommen[1].
Diese Beobachtung findet ein Seitenstück in den Feststellungen DEECKE's[2], wonach auch ein Teil des pommerschen knollensteinführenden Tertiärs miocänen Alters sei.

Auch aus dem Vergleich mit den Tertiärvorkommen auf den Nachbarblättern ergibt sich nichts, was für die Altersbestimmung der Schichten entscheidend wäre. Es ist dort noch nirgends bei Bohrungen das unterlagernde ältere Gebirge erreicht worden. Überall tritt uns der Wechsel von Quarzgeschieben, Sanden und Tonen entgegen, in die an verschiedenen Stellen Braunkohlenflöze eingelagert sind. Auf die geringen Beobachtungen über die Schichtenfolge in unserer Gegend hin ein allgemein gültiges Schema aufzustellen, wäre verkehrt. Aus diesem Grunde ist auch die von E. SCHMID bei der Kartierung des Blattes Bürgel innegehaltene Trennung zwischen

Unteren Sanden und Quarzgeschieben (b_2) und
Unteren Tonen mit Sanden (b_1)

nicht haltbar. So viel ist sicher, daß in unserer Nachbarschaft allenthalben durch Bohrungen nachgewiesen wurde, daß unter Braunkohlen ein Horizont sich befindet, der durch Braunkohlenquarzite (Knollensteine) charakterisiert ist. Schon bei Schkölen nordöstlich Frauenprießnitz ergab sich dieses Profil. Wir müssen deshalb unsere Vorkommen nach wie vor mit dem Unteroligocän des Leipziger Kreises vergleichen, für das H. CREDNER in den siebenziger Jahren[3] die bekannte Gliederung aufstellte:

Stufe der Braunkohlenflöze (oben) und
„ „ (oligocänen) Knollensteine.

Auf der Karte Taf. II. wurde demgemäß das Tertiär unter der Bezeichnung „Stufe der Braunkohlenquarzite oder

[1] H. CREDNER, Die geologischen Verhältnisse der Stadt Leipzig. (Leipzig, BÄR & HERMANN.) p. 9. Ich danke an dieser Stelle nochmals auf das beste Herrn Geh. Oberbergrat CREDNER für seine liebenswürdigen Mitteilungen, sowie die leihweise Überlassung einiger Erläuterungshefte zu sächsischen Kartenblättern.

[2] Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1904. Monatsber. 6, p. 87.

[3] Das Oligocän des Leipziger Kreises. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 30. 1878. p. 615.



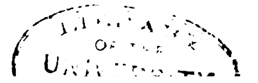
Knollensteine" (b_q) eingetragen. Diese Gesteine selbst sind auf unserem Kartengebiete Taf. II sehr selten, kommen dagegen in großer Menge, wie bekannt, südlich von Bürgel in der Gegend von Waldeck vor und stellen dort den letzten Rest einer größeren Tertiärbedeckung dar. Herr Prof. J. Walther machte mich in liebenswürdiger Weise auf zahlreiche Blattreste aufmerksam, die in einem Stücke Braunkohlenquarzit aus der Waldecker Gegend auftreten. Die Blätter dürften mit aller Wahrscheinlichkeit auf *Quercus furcinervis* Rossm. sp. zurückgeführt werden und stimmen gut überein mit den Abbildungen, die Paul Friedrich[1] von Blättern dieser Art aus den Knollensteinen von Stedten gibt. Der Rand unserer Blätter ist deutlich buchtig gezahnt, über den Verlauf der Sekundärnerven vermag ich dagegen nichts auszusagen, da sie auf dem vorliegenden Stücke nicht erhalten sind.

Rein quantitativ verschieden von diesen Gesteinen scheinen mir jene groben, durch kieseliges Eisenerz verkitteten Konglomerate zu sein, von denen kleinere und größere Bruchstücke allerorten in unserem Gebiete zu finden sind. Sie stellen, wie man wohl annehmen darf, eine gröbere und auf früherem Entwicklungsstadium befindliche Modifikation der feinkörnigen bis dichten Knollensteine dar. Leider läßt sich nicht sagen, ob die harten und widerstandsfähigen Konglomerate, von denen z. B. ein fast mannshoher Block an der Mertendorf—Rockauer Straße steht, irgend ein bestimmtes Niveau einnehmen.

II. Bemerkungen zur Tektonik der weiteren Umgebung von Jena.

Es sei ausdrücklich zuvor darauf hingewiesen, daß die folgenden Untersuchungen keineswegs abgeschlossen sind, sondern daß sie nur einige neuere Beobachtungen geben sollen, an denen noch manches klarzulegen und ins einzelne auszuführen sein wird. In der Bürgel-Kamburger Gegend konnten infolge der äußerst mangelhaften Aufschlüsse die beträchtlich komplizierten Lage-

[1] Beiträge zur Kenntnis der Tertiärflora der Provinz Sachsen. Abh. z. geol. Spezialkarte von Preußen etc. **4**. 3. p. 50. Taf. 4 Fig. 11; Taf. 5 Fig. 7—10, 13.





rungsverhältnisse nur angedeutet werden und es bleibt vielfach kommenden günstigen Aufschlüssen überlassen, darzutun, ob des Verfassers Annahmen auf richtiger Grundlage beruhen und wieweit sie event. abzuändern sind.

Wir haben im thüringischen Triasbecken zwischen zwei den Aufbau der Schichten beeinflussenden Störungsrichtungen zu unterscheiden, der sogen. hercynischen von SO. nach NW. gerichteten und der erzgebirgischen, senkrecht dazu verlaufenden. Während die erstgenannte sich in den Staffelbrüchen des Thüringerwaldhorstes ausspricht, an denen in mannigfaltiger Weise verhältnismäßig schmale Schollen bald absanken, bald in die Höhe gepreßt und zerrissen wurden, bewirken, wie H. Pröscholdt hervorgehoben hat[1], flache erzgebirgische Falten allem Anschein nach ein allmähliches Ausstreichen der Formationen vom Zechstein nach NW. zum Keuper hin in breiten Bändern[2]. Während die ersten Störungen sich zu Zonen häufen und dort eine meist sehr komplizierte Lagerung hervorrufen, unterstützen gewissermaßen die letzten in unserem am Rande des Thüringer Beckens gelegenen Gebiete das natürliche Absinken der Schichten in der Richtung von SO. nach NW.

In der weiteren Umgebung von Jena treten drei größere hercynische Störungszonen auf, die schon seit langer Zeit bekannt sind. Es sind das die Leuchtenburg-[3], Ilm-[4] und Finne-Störung.

Diese letztgenannte ist in neuerer Zeit durch die Untersuchungen E. Schütze's und L. Henkel's Gegenstand eingehender Untersuchungen geworden[5]. Da das Bürgel-Kam-

---

[1] Der Thüringerwald. p. 362.

[2] Vergl. E. Zimmermann, Erläuterungen zu Blatt Stadt Ilm. Daß diese Aufeinanderfolge der Formationen und Formationsglieder daneben auch noch einem nach Südosten ansteigenden ursprünglichen Abrasionsplateau entsprechen kann (F. Regel, Thüringen. I. p. 273), soll nicht bestritten werden.

[3] E. Naumann, Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1897. p. 130.

[4] Regel, Thüringen. I. p. 271; die beiden ebengenannten Störungen stehen in keiner Weise direkt miteinander in Beziehung, wie J. Walther als möglich hinstellt (Geologische Heimatskunde von Thüringen. 2. Aufl. p. 161).

[5] E. Schütze, Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1898. p. 65, sowie Centralbl. f. Min. etc. 1903. p. 532. — L. Henkel, Beilage z. Jahresber. (1903) d. k. Landesschule Pforta. p. 11.

burger Tertiärgebiet in der geraden südöstlichen Verlängerung der Störungszone der Finne liegt und ich dadurch unwillkürlich auf die Beobachtung dieser Fortsetzung gelenkt wurde, so mögen hier einige Bemerkungen darüber wohl nicht unangebracht erscheinen.

Rechts der Saale spricht sich die Störungszone im wesentlichen durch eine doppelte Muldenbildung aus, die kurz vor dem Erlöschen der Dislokationserscheinungen[1] — bei Gösen—Eisenberg bezw. Rauschwitz — noch einmal zu Verwerfungen Anlaß gibt.

E. Schütze sagt über die Fortsetzung der Finne-Störung folgendes: „Im Südosten setzt sich die Dislokationszone von Kamburg aus bis nach Eisenberg fort. Es wird damit bei Thierschneck und Grabsdorf das Auftreten von Schaumkalk in gleichem Niveau mit Trochitenkalk und 600 m westlich von Wetzdorf am Ende des Steudnitzer Grundes („Hirschgrund“ der Karte Taf. III. W.) die Verwerfung zwischen unterem Wellenkalk und mittlerem Muschelkalk zusammenhängen. Über Eisenberg hinaus ist die Verwerfung im Buntsandstein nicht mehr zu verfolgen.“ Die erste Annahme findet, wie weiter unten gezeigt werden soll, ihre Bestätigung, die zweite beruht jedoch auf einem Irrtum. E. Schmid zeichnet auf seinem Blatte Kamburg die Verhältnisse am oberen Ende des Steudnitzer Grundes ganz richtig. Es folgen nach ihm (wie auch auf unserer Karte Taf. II), wenn man gegen Wetzdorf hinaufgeht, auf der linken Seite des Grundes regelmäßig aufeinander: Unterer Wellenkalk, Terebratelkalk, Oberer Wellenkalk, Schaumkalk, Mittlerer Muschelkalk. Die einzige Störung, die man wahrnimmt, zeigt sich in dem starken Fallen des Terebratel- und Schaumkalkes am Südabhange des Hirschberges (s. Taf. II). Von einer Verwerfung ist aber weder auf der Schmid'schen Karte noch in der Natur etwas zu beobachten.

Wenn man den Charakter der weiter unten noch näher zu besprechenden Schichtenmulden, welche die Fortsetzung der Finne-Störung nach Südosten bilden[2], genauer ins Auge

[1] oder richtiger gesagt, vor der Stelle, wo sie nicht mehr zu beobachten sind.

[2] Auf der Karte Taf. III durch eine geschlängelte Linie bezeichnet.

faßt, so kann man sagen, daß sie in bemerkenswerter Weise die Erscheinung zeigen, welche E. ZIMMERMANN l. c. p. 48 für diese Störungen angibt: Sie sind beide unsymmetrisch gebaut und ihr nach Südwesten einfallender Flügel ist steiler als der entgegengesetzte. Dementsprechend wird sich auch hier beobachten lassen, daß die Gesamtausstrichbreite der Schichtenglieder nordöstlich der Mulde geringer ist als die auf der Südwestseite. Auch wird sich zeigen, daß der Nordostflügel hier und da an Verwerfungen eingesunken ist, welche die Unterdrückung gewisser Schichtglieder des steileren Flügels bewirkten.

Die nördliche unserer beiden Schichtenmulden, die wir die Kamburg-Gösener nennen wollen, macht sich an drei Stellen unmittelbar geltend, bei Kamburg, Thierschneck und Gösen. „An dem ersten Ort beobachtet man auf dem rechten Saale-Ufer einen mächtigen Sattel sich aufbauen, dessen Südflügel von einer Verwerfung durchsetzt ist, welche an der Naumburger Straße, bei den letzten Häusern von Kamburg, Röth neben *Myophoria*-Schichten gebracht hat" (HENKEL l. c. p. 25). Als Fortsetzung dieser Störung ist dann das von E. SCHÜTZE bereits erwähnte Nebeneinanderliegen von Schaum- und Trochitenkalk östlich Thierschneck aufzufassen. Auch hier erscheint der Nordostflügel der Mulde als der steilere; der obere Muschelkalk schneidet am Südrande von Thierschneck unvermittelt ab und unmittelbar an ihn schließt sich nach Südwesten eine breite Zone von unterem Muschelkalke, die ungewöhnlich hoch hinauf gegen Frauenprießnitz und Poppendorf sich erstreckt[1]. Auch beobachtet man an dem steileren Nordostflügel eine kleine Verwerfung[2], derzufolge der südwestlich von ihr gelegene Teil abgesunken ist. Auffallend ist, daß weiter gegen Südosten, in den Gründen, die sich von Wetzdorf und Poppendorf gegen Schkölen ziehen, die Schichten, abgesehen von ganz untergeordneten kleinen Faltungen, vollkommen normal liegen. Und doch haben wir die von E. SCHMID bereits erwähnte Störung zwischen Gösen und Eisenberg als die Fortsetzung der Thierschnecker Mulde an-

[1] E. SCHMID, Erläuterungen zu Blatt Kamburg. p. 8.

[2] In m_m, innerhalb eines kleinen Wasserrisses östlich Thierschneck.

zusehen. Schon im südöstlichen Teile des Gebietes, das auf Taf. II dargestellt ist, bemerken wir ein allmähliches Fallen der Schichten gegen Osten und Nordosten. Dieses spricht sich deutlich aus in der Lagerung des Schaumkalkes in der Umgebung des Höhenpunktes 317,1 nordöstlich Mertendorf und ferner in dem Fallen des Terebratelkalkes nordöstlich des Ortes Kischlitz. Es dürfte sich hierin wieder der oben erwähnte unsymmetrische Bau der herzynischen Störungslinien äußern. Denn während auf der Südostseite der Verwerfung der Muschelkalk bis zur Störungslinie sich schwach neigt, erscheint der Buntsandstein auf der Nordostseite an ihr stark abgesunken, dergestalt, daß der Röth zwischen Gösen und Tünschütz zum großen Teile unterdrückt ist. Zwischen Gösen und Eisenberg fehlt er möglicherweise z. T. ganz. Es stellt also in diesem südöstlichsten Teile die Störung eine wichtige Scheidungslinie zwischen dem Muschelkalke im Südwesten und dem Buntsandstein im Nordosten dar.

Parallel zu dieser nördlichen, die direkte Fortsetzung der Finne-Störung bildenden Schichtenmulde verläuft nun eine zweite südwestlich von jener gelegene Dislokationslinie, die im wesentlichen auf die Blätter Kamburg und Bürgel beschränkt ist. Der zwischen beiden gelegene Sattel spricht sich südlich und von Kamburg in einem Nebeneinanderliegen von mittlerem oberem Muschelkalke, dann, wie wir schon sahen, in der hohen Lage des Schaumkalkes zwischen Mertendorf, Poppendorf und Thierschneck aus. An diesen Sattel schließt sich der Nordostflügel der zweiten Mulde an, deren Sohle ungefähr bezeichnet wird durch die Lokalitäten: rechtes Saale-Ufer bei Döbritschen, Frauenprießnitz, Wetzdorf und Straße von hier nach Rauschwitz. Gemäß dem normalen nordwestlichen Fallen der Schichten treffen wir von der Saale bei Döbritschen gegen Südosten vorgehend in der Muldentiefe immer ältere Schichten: Keuper (eine kleine Scholle östlich Döbritschen, auf Taf. III nicht gezeichnet), Nodosenschichten (zwischen Frauenprießnitz und Wetzdorf) und Trochitenkalk sowie mittleren Muschelkalk südöstlich Mertendorf. An dieser letztgenannten Stelle treten die beiden Flügel der Mulde eng zusammen, es entsteht ein Zerreißen der Schichten, demzufolge dort Terebratelkalk neben Trochitenkalk zu lagern kommt (an der Wetz-

dorf—Rauschwitzer Straße). Von hier aus gegen Nordwesten tritt der Südwestflügel der Mulde immer weiter von der Sohle zurück und die Mulde ist am linken Saale-Ufer am breitesten. Sie spricht sich hier aus in dem Absinken des oberen Muschelkalkes gegen Döbritschen sowie in einer Einmuldung zweier kleiner Keuperschollen nördlich Wilsdorf und nördlich Hirschroda. Auf der Karte Taf. III konnten diese Keupervorkommen ihrer Geringfügigkeit wegen nicht eingetragen werden. Der Südflügel der in Rede stehenden Mulde ist also hier reichlich 3 km breit (gleich der Entfernung Wilsdorf bis kleine Keuperscholle am rechten Saale-Ufer gegenüber Döbritschen).

Am rechten Saale-Ufer ist die Schichtenmulde sehr deutlich, wie man auf der E. Schmid'schen Karte sieht. Es zeigt sich dort nämlich ein starkes Fallen des Terebratel- und Schaumkalkes oberhalb Steudnitz bis zur Saale bei Wichmar. Wenn man auf der Straße von der Mitte des Ortes Steudnitz (140 m Höhe) gegen Wichmar geht und durch diesen Ort hindurch weiter in nördlicher Richtung bis dorthin, wo der Weg scharf nach Westen umbiegt (160 m), so gelangt man, ohne Verwerfungen zu kreuzen, vom Hangenden des Röth in Steudnitz durch den unteren Wellenkalk, Terebratel- und Schaumkalk (an dem Straßenknie östlich Würchhausen) in den mittleren Muschelkalk und Trochitenkalk (an der kleinen isolierten Kuppe nördlich Wichmar und von dort in die Nodosenschichten und den unteren Keuper an der genannten Stelle östlich Döbritschen). Man hat also bei 20 m Steigung einen Schichtenkomplex von 185 m Mächtigkeit, d. h. also den gesamten Muschelkalk durchwandert!

Der entgegengesetzte Flügel äußert sich zwischen der letztgenannten Stelle und dem Orte Rodameuschel in einem starken Fallen der Nodosenschichten von 220—250 m bis zu einer Höhe von 165 m östlich des oben genannten kleinen Keupervorkommens bei Döbritschen rechts der Saale.

Ein weiteres deutliches Profil durch die in Rede stehende Mulde bietet sich, wenn man von Steudnitz über Frauenprießnitz und von da halbwegs bis gegen Wetzdorf geht. Kurz nachdem die eben beschriebene Straße sich von der von Steudnitz nach Tautenburg führenden abgezweigt hat,

beobachtet man an der rechten Seite eine gut aufgeschlossene Zerknitterung der Schichten, die sich in dem Hohlwege am Westrande von Frauenprießnitz wiederholen. Hand in Hand hiermit geht, wie E. Schmid richtig zeichnet, ein Absinken des Terebratelkalkes auf der rechten Seite des Weges Steudnitz—Frauenprießnitz. Am Westrande dieses Ortes tritt unsere Mulde dann wieder sehr deutlich hervor, was allerdings aus der Schmid'schen Karte infolge erheblicher Irrtümer nicht zu ersehen ist. Von dem Wege Frauenprießnitz—Wichmar sowohl wie vom Pfennig-Berge südlich des erstgenannten Ortes beobachtet man nämlich ein starkes Fallen des Trochitenkalkes, der sich nur sehr wenig oberhalb des Schaumkalkes in dem Frauenprießnitz-Steudnitzer Grunde befindet. Am Westrande des erstgenannten Ortes steht bereits Nodosenkalk (*Cycloides*-Bank) deutlich an. Geht man nun durch den Ort hindurch auf die Straße gegen Wetzdorf, so trifft man abermals Trochitenkalk — also eine deutliche Einmuldung der Nodosenschichten zwischen Trochitenkalk. Daß hierbei der nordöstliche Flügel der steiler gestellte ist, geht aus der tiefen Lage der Nodosenschichten südwestlich der Straße von Frauenprießnitz nach Wetzdorf hervor.

Wie in dem oben beschriebenen Grunde, so beobachtet man nun auch in dem Tälchen, das sich von der sogen. Riesenquelle nordöstlich Wetzdorf (s. Taf. II) gegen Südwesten zieht, sowie im oberen Hirschgrunde (s. Taf. III) ein stärkeres Fallen der Schichten, wie die Karte zeigt. Es hängt hiermit zunächst das starke Fallen des Trochitenkalkes vom Pfennigberge sowie des Schaum- und Trochitenkalkes vom Hirschberge gegen die Riesenquelle zusammen. Dann fallen auch von beiden Seiten des oberen Hirschgrundes die Schichten gegen die Sohle desselben ein. Das alles sind aber nur Begleiterscheinungen der südlichen unserer beiden Schichtenmulden.

Zwischen Frauenprießnitz und Wetzdorf nimmt, wie wir sahen, diese Mulde erheblich an Breite ab und weiter südöstlich geht sie sozusagen in eine Kluft über, deren beide Wände gegeneinander verschoben und verdrückt sind. Die Aufschlüsse in der Mertendorfer Gegend sind durch die Lehmbedeckung sehr ungenügend und die Kartierung eine unsichere.

Jedenfalls läßt sich so viel sagen, daß die beiden Trochitenkalkvorkommen den nordöstlichen Flügel und einen Teil der Schichtensohle einnehmen. Den anderen Teil hat der mittlere Muschelkalk inne, durch den die Wetzdorf-Rauchwitzer Straße führt, während der südwestliche Flügel durch die anormale Lagerung von Terebratel- und Schaumkalk westlich der Verwerfungslinie ausgeprägt wird.

Auffallend ist die Erscheinung, daß die eben besprochene Schichtenmulde hier zwischen Mertendorf und Rauschwitz plötzlich ausklingt, so daß die Schichten südöstlich der Straße von Karsdorfberg nach Kischlitz ungestört liegen. Es läßt sich dieses wohl dadurch erklären, daß hier eine Aufbiegung der Muldenachse gegen Südosten eintritt. Ich schließe das daraus, daß die beiden Trochitenkalkvorkommen neben der Einmuldung in SO.—NW. noch eine andere in dazu senkrechter Richtung aufweisen. Es zeigt sich dies in ihrem beiderseitigen Absinken gegen das obere Biele-Tal (s. Taf. II), durch das die Landesgrenze läuft. Durch die Aufbiegung der Muldenachse entsteht, wie ich mir vorstelle, ein kesselartiges Einbrechen der Schichten von den Rändern gegen die Mitte — ungefähr die Kreuzungsstelle der Landstraße mit dem Tale — und dieser Erscheinung möchte man auch das plötzliche Abreißen des oberen Wellenkalkes nördlich Rauschwitz zuschreiben.

Von der eben geschilderten Schichtenmulde gegen Südwesten zu verlieren die Störungen jede erheblichere Bedeutung. Ein letztes Ausklingen der Dislokationszone an der Finne dürfte der von E. Schmid[1] bereits erwähnte Sattel des Hausberges bei Jena darstellen.

Es wurde oben schon darauf hingewiesen, daß die hercynisch streichenden Dislokationslinien verhältnismäßig schmale gestörte Schichtenkomplexe bilden, eine Erscheinung, die ja auch bei der zweiten der eben beschriebenen Schichtenmulden deutlich hervortritt. Im Gegensatz hierzu bilden die von im allgemeinen nordöstlich verlaufenden (Störungs)-Linien begrenzten Schichtenkomplexe breite Bänder, die das allmähliche aus dem normalen nordwestlichen Schichtenfallen hervorgehende Ausstreichen der Formationsglieder darstellen.

---

[1] Erläuterungen zu Blatt Jena. p. 25.

Es ist begreiflich, daß man beim Betrachten einer Übersichtskarte dem Saalelaufe zwischen Jena und Dornburg die Rolle einer derartigen Begrenzungslinie zuzuweisen geneigt ist [1]. Beobachtet man doch hier ein mit der genannten Strecke zusammenfallendes Untertauchen des Buntsandsteins unter den Muschelkalk und damit das Verschwinden des erstgenannten Triasgliedes. Es wird diese Ansicht durch die Beobachtung in der Natur scheinbar noch bestärkt. Man sieht, wie die Schichten des Muschelkalkes auf dem rechten Saale-Ufer durchschnittlich höher liegen als auf dem linken, wodurch es kommt, daß der Röth, welcher rechtsseitig die Höhen des Jenzigs, Hausbergs etc. in einem breiten Bande umsäumt, am linken Ufer nur noch einen schmalen Streifen bildet. Diese Wahrnehmung findet jedoch in dem normalen nordwestlichen Schichteneinfallen ungezwungen ihre Erklärung. Nehmen wir, niedrig gegriffen, nur einen Fallwinkel von 2^0 an und legen wir senkrecht zu dem normalen nordöstlichen Streichen der Schichten, z. B. vom

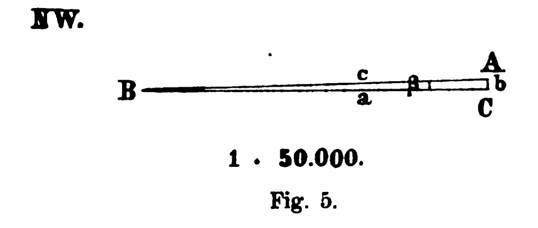


Fig. 5.

Hausberg am rechten, zum Landgrafen am anderen Ufer eine Linie (= 2250 m Entfernung), welche die Grenze zwischen Röth und Muschelkalk bezeichne, so haben wir im rechtwinkligen Dreiecke ABC, in welchem β den Fallwinkel bezeichnet:

$$b = c \sin \beta$$

$$b = 78{,}52 \text{ m.}$$

Die sich entsprechenden Schichten liegen also auf dem rechten Saale-Ufer rund 80 m höher als auf dem linken. Diese Zahl stimmt, wie man sieht, gut mit der Angabe R. Wagner's überein, daß die Höhenunterschiede stratigraphisch gleicher Niveaus auf dem linken und rechten Ufer zwischen 50 und

[1] Siehe R. Wagner, Die Formationen des Buntsandsteins und des Muschelkalkes bei Jena. p. 27, und J. Walther, Geologische Heimatskunde von Thüringen. 2. Aufl. p. 187.

100 m schwanken. Wir brauchen also nur einen Fallwinkel von 2° anzunehmen, um die verschiedene Höhe der Schichten links und rechts der Saale ohne eine Schichtenstörung anzunehmen[1], auf das einfachste zu erklären[2].

In der Tat bildet ja auch die Saale in der in Rede stehenden Gegend gar nicht die nordwestliche Begrenzung des Buntsandsteins, sondern diese liegt erheblich weiter südöstlich. Denkt man sich das Erosionstal der Saale mit seinen Seitenästen fort (s. Taf. III), so erkennt man, daß vielmehr eine Linie, die von Maua an der Saale über Schöngleina, Droschka bis nach Eisenberg führt, die Grenze zwischen Buntsandstein und Muschelkalk bildet — hervorgerufen allein durch das normale nordwestliche Fallen der Schichten. Diese Trennungslinie stößt bei Eisenberg an unserer zweiten hercynischen Mulde und Störung bajonettartig ab, dergestalt, daß der Muschelkalk bis auf das linke Ufer der Wethau zurücktritt.

Anders als hier verhält es sich mit der Hauptgrenzlinie zwischen Muschelkalk und Keuper[3]. Hier handelt es sich teils um einen Grabenbruch, teils um eine Schichtenmulde bezw. Flexur. Der erstgenannte Charakter der Störungslinie äußert sich in ihrem mittleren Teile, der bezeichnet wird durch die Orte Kapellendorf—Nieder-Trebra durch ein Einsinken des mittleren Keupers unter das Niveau des unteren. Bei Apolda treten, wie G. Compter neuerdings hervorhebt[4], an der Störungslinie erhebliche grabenartige Einbrüche auf. Die Fortsetzung der Dislokationslinie nach Nordosten stellt sich im wesentlichen als eine Schichtenmulde dar, welche die

---

[1] Von einem Beweise des Vorhandenseins einer Störung ist bis jetzt noch keine Rede.

[2] Den Einwand, daß man, wenn meine Annahme richtig wäre, aus der Ferne das normale Fallen des Muschelkalkes am rechten Saale-Ufer doch in einem schwachen Sich-Neigen der Bänke direkt beobachten müßte, möchte ich mit der Frage beantworten: Kann man in der Natur eine horizontale Linie von einer unter 2° fallenden aus der Ferne mit Sicherheit unterscheiden?

[3] Siehe die Erläuterungen zu den Blättern Magdala, Roßla, Apolda; E. Schütze, l. c. p. 88, und L. Henkel, l. c. p. 24.

[4] Der mittlere Keuper in der Umgegend von Apolda. Zeitschr. f. Naturwissenschaften. (Stuttgart, E. Schweizerbart.) 77. 1904. p. 81.

Finne-Störung durchkreuzt und deren Sohle durch die Orte Punschrau, Pommnitz, Städten und Grösnitz bezeichnet wird[1]. Diese Tatsache gewinnt durch den Nachweis P. MICHAELS[2], daß die in Rede stehende Schichtenmulde dort ein früheres Ilmbett darstellt, noch an Interesse. Der südliche Teil unserer Störungslinie prägt sich in einer starken Flexur aus, durch welche der Muschelkalk östlich der Linie Kapellendorf—Lehnstedt unter den Keuper westlich davon einsinkt.

Verlassen wir nun die eben beschriebene Störungslinie und begeben wir uns gegen die Saale zu, so gelangen wir an eine zwar orographisch nicht hervortretende, aber tektonisch insofern bedeutsame Linie, als sie im thüringischen Triasbecken die am weitesten auf seinen Südostrand vorgeschobene Keupergrenze darstellt[3]. Oder mit anderen Worten tritt an dieser Linie, wenn man aus dem Buntsandsteingebiet rechts der Saale gegen den Mittelpunkt des Triasbeckens vorgeht, zum ersten Male der Keuper in Gestalt kleiner eingebrochener Schollen auf[4]. Die Störungszone wird durch die Orte: Cospeda und Nerkewitz bezeichnet und sei im folgenden kurz die „Nerkewitzer Linie“ genannt. E. SCHMID erwähnt in den Erläuterungen zu Blatt Jena zwei Schichtenmulden, von denen die eine im Mühltale (durch welches die Bahn von Jena nach Weimar führt) am Fuße des Cospedaer Berges, die andere bei Nerkewitz am deutlichsten hervortrete. Wir wissen jetzt, daß diese beiden Stellen einer grabenartigen Störungszone angehören, die im Südwesten zum ersten Male in dem Grunde, der sich von Münchenroda gegen Osten zieht, zu beobachten ist, dann das Mühl-(Leutra-)Tal bei Jena kreuzt und gegen Nerkewitz verläuft, wo die stärksten Störungserscheinungen, entsprechend der tiefsten Stelle der Verwerfungsachse, vorliegen. Im Mühltale, wo die gestörten Schichten gut auf-

[1] Erläuterungen zu Blatt Naumburg. p. 8.

[2] Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1902. Monatsber. p. 12.

[3] Das auf der E. SCHMID'schen Karte, Blatt Jena, angegebene kleine Keupervorkommen oberhalb des Ortes Zwätzen bei Jena hat sich nach den Feststellungen R. WAGNER's in Zwätzen als diluvial herausgestellt. Jahrb. preuß. geol. Landesanst. f. 1904. p. 124.

[4] Auch an anderen Stellen, z. B. am Ilmgraben bei Göttern, äußern sich die tektonischen Kräfte in der Nähe ihres Erlöschens im Auftreten vereinzelter reihenförmiger Keupereinbrüche.

geschlossen und die Erscheinungen schon vor längerer Zeit beschrieben worden sind[1], beträgt die Breite der gesunkenen und gestörten Zone ungefähr 300 m. Ihr Grabencharakter tritt dort deutlich in der Nähe des Einganges des Cospedaer Rosentales hervor, wo man, wie SCHMID richtig zeichnet, ein starkes Abbrechen und Einsinken des Terebratel- und Schaumkalkes beobachtet. Der letzte kommt dabei an der Mündung des genannten Seitentales in das Rosental in das Niveau des ersten und während jener infolgedessen bis unter das Niveau der Weimarer Straße hinabtaucht, steht dieser wenig oberhalb derselben an.

Auf der von Nodosenschichten bedeckten Hochfläche zwischen Jena und Apolda äußert sich der grabenartige Charakter der Störungszone, wie schon oben erwähnt, in dem Auftreten einzelner kleiner eingebrochener Keuperschollen[2] inmitten des oberen Muschelkalkes, so im Rosentale kurz unterhalb des Ortes Cospeda, dann mehrfach längs der Straße von hier nach Lützeroda, wo schon auf der SCHMID'schen Karte ein derartiges Vorkommen eingezeichnet ist und zahlreiche sumpfige Stellen und kleine Wasseradern das Vorhandensein von Lettenkohle anzeigen. Weiterhin gegen Nordosten weist nichts weiter auf eine Schichtenstörung hin. Diese tritt erst beim Orte Nerkewitz wieder in sehr ausgeprägter Weise auf. Man beobachtet hier ein plötzliches Abschneiden des unteren und mittleren Muschelkalkes nach Nordwesten an einer Linie, die mit dem obersten von Nordost nach Südwest gerichteten Abschnitt des Nerkewitzer Grundes gleichläuft, und ein starkes Absinken des oberen Muschelkalkes gegen die Saale zu. Der grabenartige Charakter stellt sich dar in einem Einbruche der Nodosenschichten zwischen einem nordwestlichen Trochitenkalkflügel am Orte Nerkewitz und der entgegengesetzten, gleichfalls von Trochitenkalk gebildeten Flanke beim Denkmale nordwestlich Rödigen.

Über die so wichtige Frage, betreffend das Alter der beschriebenen Störungen, kann auch ich nichts Bestimmtes aussagen. Vielleicht wird sich in der Folge, wenn das Vor-

[1] „Die geognostischen Verhältnisse des Saale-Tales bei Jena" von E. SCHMID und J. SCHLEIDEN. (Leipzig, ENGELMANN, 1846.)

[2] Auf der Karte nicht eingetragen.



handensein starker zusammenhängender lettiger Absätze unter den Kiesen und Sanden in weiteren Kreisen bekannt wird, ein Abbau in größerem Maße ins Leben rufen lassen. Eventuell würde sich dann zeigen, ob die Letten bei der oben an zweiter Stelle beschriebenen hercynischen Mulde mitgefaltet sind oder nicht. Meiner Meinung nach spricht jedoch bereits der Umstand für ein alt- oder voroligozänes Alter der Störungen, daß der Hauptkomplex unseres Tertiärs zwischen Rockau, Mertendorf und Poppendorf gleichmäßig jene eben genannte Schichtenmulde überlagert[1].

Anhang.

Im Anschlusse an die vorstehenden Untersuchungen seien hier noch einige Beobachtungen über höchst eigentümliche Faltungserscheinungen in einem Steinbruche zwischen Mertendorf und Rauschwitz[2] mitgeteilt (s. die Abbildung Taf. IV). Die Schichten, welche Anlaß gegeben haben zur Anlage des Steinbruches, gehören den obersten harten Bänken des Trochitenkalkes an. Sie werden unterbrochen von schwachen grünlichgrauen Lettenzwischenschichten, und ebensolche Letten lagern in verschiedener Mächtigkeit den Kalkbänken auf, wonach dann noch eine ungefähr 1 m mächtige Humusdecke folgt. Zwischen die hangenden Letten und die harten Bänke schiebt sich eine ungefähr 10 cm mächtige, durch ellipsoidische, bis 12 cm im Durchmesser enthaltende, mergelig-kalkige Konkretionen ausgezeichnete Schicht ein[3]. Die Kalkbänke liegen, wie es auf den ersten Blick scheint, vollkommen horizontal, in Wirklichkeit bilden sie jedoch eine ganz flache Mulde von

---

[1] Herr Dr. E. Zimmermann hatte die Liebenswürdigkeit mir mitzuteilen, daß er auf der in Bearbeitung stehenden Übersichtskarte über die sächsischen geologischen Spezialaufnahmen die Verwerfung zwischen Gösen und Eisenberg (s. p. 85) als durch einen ungestörten Tertiärkomplex überlagert einzutragen gedenke. Es würde also auch hier die Störung älter gedacht sein als das Tertiär (s. auch Erläuterungen zu Blatt Stadt Ilm. p. 56).

[2] Es handelt sich um den südlichsten der in mo_1 angelegten Steinbrüche zwischen den genannten Orten.

[3] Siehe R. Wagner, Beitrag zur genaueren Kenntnis des Muschelkalkes bei Jena. Abh. d. k. preuß. geol. Landesanst. N. F. 27. 83.

ungefähr 100—150 m Breite, die dadurch hervortritt, daß die Kalkbänke in der Mitte des Steinbruches 2—3 m unter der Oberfläche sich befinden, während sie am östlichen wie am westlichen Ende am oberen Rande des Steinbruches mit nur ganz geringer Humusbedeckung zutage treten. Die Sohle der Mulde, von der unser Bild eine teilweise Anschauung gibt, ist durch die relativ stärkste Lettenablagerung (bis zu 1 m Mächtigkeit) ausgezeichnet[1]. Was aber auf den ersten Blick hier auffällt, ist, daß die Letten, während die Kalkbänke so gut wie horizontal liegen, eine höchst eigenartige Faltung aufweisen, die auf dem Deckblatt zu der Abbildung schematisch wiedergegeben ist, aber schon unmittelbar auf der Photographie deutlich zu erkennen ist. Hierbei zeigt es sich, daß die einzelnen Lettenblättchen und -stückchen, ohne irgendwelche Abrundung zu zeigen, sich teilweise in die Richtung der einzelnen Falten gestellt haben. Diese werden ausgezeichnet schön verdeutlicht durch jene mergeligen Konkretionen, die zum großen Teile von der Faltung betroffen wurden und zu schneeweißen walnuß- bis faustgroßen Knollen verwittert sind. Die einzelnen Falten selbst sind, wie ich mich an einigen Stellen, so gut es ging, mittels Kompasses überzeugte, von Nord nach Süd gerichtet und deutlich nach W. überkippt. Leider ist der Steinbruchbetrieb nach dieser Seite hin aufgelassen, so daß man die Fortsetzung der Falten dorthin nicht feststellen kann; nach der entgegengesetzten Richtung aber geht im Anschlusse an eine nahezu symmetrische Falte (dort, wo die Figur steht) die Faltung in ein gestrecktes, gleichfalls durch jene Konkretionen gekennzeichnetes Band über, das sich allmählich gegen den oberen Rand des Steinbruches erhebt.

Die Erscheinung stellt sich also als eine Aufarbeitung der durch die Konkretionen gekennzeichneten Schicht und eine teilweise Einknetung derselben in die graugrünen hauptsächlich von der Faltung betroffenen Letten dar.

Die erste und nächstliegende Erklärung für die seltsamen Erscheinungen ist die, daß sie glazialen Ursprunges und hervorgerufen seien durch den die Schichten stauchenden, zusammenschiebenden und überkippenden Schub des Eises. Aber

[1] Die Figur auf der Abbildung weist auf die größte Mächtigkeit der Letten und zugleich auf ihre Grenze gegen die Humusschicht darüber hin.

von einer derartigen Tätigkeit kann hier nicht die Rede sein, da von glazialen Resten weder in dem Steinbruche noch in seiner Umgebung oder in der ganzen Gegend etwas zu finden ist, auch stellt die über den Letten befindliche Schicht lediglich einen aus der Verwitterung des Muschelkalkes hervorgegangenen Humusboden dar und hat keinerlei Merkmale, daß sie diluvialen Alters sei.

In zweiter Linie wäre die Annahme möglich, daß man es mit analogen Vorgängen hier zu tun habe, welche die tertiären Sande und Kiese in so mannigfaltiger Weise gefaltet, gestaucht und durcheinander gemengt haben. Diesem Gedanken einer fluviatilen Entstehung widerspricht jedoch einerseits, daß in den Letten keinerlei verschlämmende Tätigkeit des Wassers zu beobachten ist, sondern daß, wie schon erwähnt, die einzelnen Lettenstückchen scharfkantig nebeneinander ruhen. Anderseits müßten nach dieser Erklärung auch größere Mengen tertiären Materiales mit hineingespült und gefaltet sein, was man in keiner Weise beobachtet.

Weiterhin wäre noch an die Erscheinungen des Böschungsdruckes zu denken und die damit zusammenhängenden Fälle, in denen z. B. Schotter, die auf toniger, vom Wasser leicht aufweichbarer Unterlage abgesetzt waren, in diese hineingeknetet und mit ihr vermengt wurden[1]. Hierbei handelt es sich jedoch stets um stärker geneigte Schichten, die den Anlaß gaben zu einem gleitenden Fließen und Einhüllen der **hangenden** Schichten durch die liegenden.

Und doch kommen diese Erscheinungen den in Rede stehenden am nächsten, insofern man annehmen muß, daß das lettige Material an den Flügeln der Schichtenmulde, die wohl früher erheblich bedeutender gewesen sein muß, gegen die Sohle zusammenrutschte und dabei eine aufschürfende Wirkung auf die Konkretionsschicht ausübte. Daraus, daß die einzelnen Falten nach W. deutlich überkippt sind, kann man wohl weiterhin annehmen, daß der östliche Muldenflügel der

[1] Vergl. W. Bergt, Stauchungen im Liegenden des Diluviums in Dresden. Abh. d. naturw. Ges. Isis in Dresden. 1903. Heft I. Ich danke hier nochmals bestens Herrn Dr. Solger in Berlin für den Hinweis auf diese Arbeit.

steilere und von dieser Seite demnach der wirksamste Antrieb zum Hinabgleiten der Lettenschicht gegeben wurde.

Seltsamerweise ist in den benachbarten Steinbrüchen von einer derartigen lettigen Überlagerung der Kalkbänke nichts zu bemerken, diese stehen vielmehr meist unmittelbar zutage an, wodurch die Erklärung der Faltungsursachen in dem genannten Steinbruche noch mehr erschwert wird.

Zusammenstellung der Resultate.

Fassen wir kurz das Wichtigste aus der vorliegenden Arbeit zusammen, so läßt sich hier folgendes sagen:

1. In dem Gebiete zwischen Bürgel und Kamburg ergibt sich ein inniger Zusammenhang zwischen den tertiären Ablagerungen und dem heutigen Oberflächenrelief, insofern als dieses schon zur Tertiärzeit vorgebildet sein muß.
2. Die in der dortigen Gegend vielfach auftretenden starken Erdsenkungen (Erdfälle) sind zurückzuführen auf Auswaschungen von Gipslagern im mittleren Muschelkalk.
3. Bohrlöcher, die bis zum Muschelkalke durchgetrieben wurden, ergaben folgendes:
    a) Der weiße Töpferton ist auf einzelne Nester innerhalb von Letten und sehr feinem weißen Sand beschränkt.
    b) Diese Nester verraten sich an der Erdoberfläche stets durch eine muldenförmige Einsenkung des Bodens.
    c) Unter diesem 5—10 m mächtigen Töpfertonkomplex folgt eine ca. 20 m mächtige Ablagerung grober Sande und Kiese und darunter als Liegendes des Tertiärs eine bis 14 m starke Ablagerung gelblicher oder grauer Letten. Die größte Mächtigkeit des Tertiärs betrug 36,5 m.
4. Die Fortsetzung der Störungszone der Finne stellt sich im wesentlichen als eine doppelte Mulde dar, von denen die eine durch die Orte Kamburg—Gösen (bei Eisenberg), die andere durch die Orte Döbritschen (an der Saale)—Rauschwitz bezeichnet wird. Der Bau der Schichtenmulden ist ein unsymmetrischer und diese gehen mehrfach in Verwerfungen über.

5. Ungefähr senkrecht zu diesem Störungssystem verlaufen in der weiteren Umgebung von Jena zwei weniger bekannte Dislokationslinien, die von Wichtigkeit sind für die Begrenzung der drei Triasglieder nach NW. und zusammen mit den erstgenannten die beckenartige Anordnung der dortigen Trias bedingen.

Schlusswort.

Vorliegende Arbeit wurde im Mineralogischen Institut zu Jena angefertigt und ist entstanden aus dem Auftrage der Regierung, die Verbreitung der tertiären Ablagerungen neu aufzunehmen und zu kartieren. Für seine Unterstützung während dieser Arbeit bin ich Herrn Geh. Hofrat Prof. Dr. Linck in erster Linie zu Dank verpflichtet. Außerdem sei an dieser Stelle nochmals Herrn Landesgeologen Dr. Zimmermann für seine zahlreichen Hinweise, sowie Herrn Gymnasialprofessor Dr. Kolesch in Jena für seine liebenswürdigen Mitteilungen betreffend die Tektonik der hiesigen Gegend der wärmste Dank ausgesprochen.

Die Meeresablagerungen der Kreide- und Tertiärformation in Patagonien.

Von

Otto Wilckens in Freiburg i. B.

Mit 1 Karte (Taf. V) und 3 Textfiguren.

„Wollte Gott, wir wären alle nichts weiter als gute Handlanger! Eben weil wir mehr sein wollen und überall einen großen Apparat von Philosophie und Hypothesen mit uns herumführen, verderben wir es.“ GOETHE.

Patagonien nennt man den südlichsten Teil des südamerikanischen Festlandes, vom Rio Negro im Norden bis zum Cap Froward in der Magellanstraße. Im Westen bezeichnet seine Grenze die höchste Erhebung der Kordillere, im Osten bespült seine Küsten der Atlantische Ozean. Noch vor kurzer Zeit waren diese gewaltigen Ländermassen zum größten Teile eine Terra incognita; in den letzten Jahren aber ist ihre Kenntnis so sehr vervollständigt, daß wir heute von Patagonien nicht nur vorzügliche topographische Karten besitzen, sondern auch über seine Naturgeschichte recht gut unterrichtet sind. An diesem Forschungswerke haben zwar auch von privater Seite ausgerüstete Expeditionen ihren Anteil — es mögen nur diejenige der Princeton-Universität und die Sammlertätigkeit C. AMEGHINO's erwähnt sein —, im wesentlichen ist dasselbe aber dem Umstande zu verdanken, daß der

argentinisch-chilenische Grenzstreit[1] die Aussendung wissenschaftlicher Kommissionen nötig machte, aus deren Arbeiten der Geographie und Geologie reicher Gewinn erwachsen ist.

Die Literatur über die Geologie Patagoniens ist in den letzten Jahren rapide angeschwollen. Gleichwohl fehlt es in vielen Punkten noch an genügender Klarheit und es bestehen große Meinungsverschiedenheiten über die wichtigsten Fragen. Es kann nicht geleugnet werden, daß zu dieser Verwirrung die Bestrebungen des argentinischen Wirbeltierpaläontologen Florentino Ameghino, Südamerika in geologischer Hinsicht zum Lande der unbegrenzten Möglichkeiten zu machen, nicht unwesentlich beigetragen haben. Erst sehr wenige fachmännisch ausgebildete Geologen haben Patagonien besucht, und es kann keinem Zweifel unterliegen, daß viele der in Rede stehenden Probleme nur im Felde, nicht aber vom Schreibtisch aus, gelöst werden können. Eine beträchtliche Anzahl von Beiträgen zur patagonischen Geologie liegt aber, wie ein Blick auf unser Literaturverzeichnis zeigt, bereits vor, und wenn ich es unternehme, im folgenden eine kritische Zusammenfassung unserer Kenntnisse über die marinen Sedimente der Kreide- und Tertiärformation zu geben,

---

[1] Es handelte sich bei diesem Grenzstreit darum, ob der höchste Kamm der Kordillere oder die Linie der Wasserscheide die Grenze zwischen den beiden Staaten bilden sollte. In einem Vertrage von 1881 war bestimmt worden, daß auf der in Frage kommenden Strecke die höchsten Gipfel der Anden, welche die Wasser scheiden, die Grenze sein und daß diese zwischen den nach der einen und der anderen Seite abfallenden Hängen verlaufen sollte. „Entre las vertientes que se desprenden á un lado y otro“, heißt es wörtlich, und die Auffassung des „vertiente“, das sich als „Abhang“ und „Quelle“ übersetzen läßt, ist bei der Auslegung der springende Punkt. Es ist nämlich in der Kordillere die höchste Erhebung keineswegs auch immer die Wasserscheide; vielfach wenden sich ostwärts des Gebirges entspringende Flüsse dem Pazifischen Ozean zu. Argentinien und Chile ernannten den König von England zum Schiedsrichter in ihrem Rechtsstreit und dieser sandte eine Kommission aus, die einen mittleren Verlauf der Grenze festgelegt hat. Die ausführliche Begründung, mit der Argentinien seine Ansprüche vor dem Londoner Tribunal verfochten hat, ist in einem mit Bildern und Karten fürstlich ausgestatteten Werke niedergelegt. Zur Orientierung sei der Aufsatz „Les Andes de Patagonie“ von L. Gallois in den „Annales de Géographie“, 10. Jahrg. No. 51 (1901) empfohlen.

so tue ich es in der Hoffnung, wenigstens die wichtigsten Punkte herausschälen und einige davon so beleuchten zu können, daß sie nicht mehr zu Zweifeln Veranlassung geben. Ermöglicht wurde mir meine Arbeit dadurch, daß sich zur Zeit im geologischen Institut der Universität Freiburg i. B. ein großes Material patagonischer Fossilien befindet, das von Herrn Prof. Hauthal und Herrn Direktor F. Moreno vom Museo de La Plata in der liebenswürdigsten Weise Herrn Prof. Dr. Steinmann zur Verfügung gestellt worden ist. Mein verehrter Chef hat mir dann die Bearbeitung des gesamten Materials übertragen. Bei weitem der größte Teil der Versteinerungen ist von Herrn Prof. Dr. Hauthal gesammelt, der als Mitglied der argentinischen Grenzkommission namentlich das südliche Patagonien bereist hat. Andere sammelte Herr Santiago Roth vom Museo de La Plata. Des weiteren konnte ich die Fossilien verwerten, die Steinmann von seiner ersten südamerikanischen Reise 1883 mitgebracht hat, und deren Benutzung mir Herr Prof. Dr. E. W. Benecke in Straßburg i. E. in freundlichster Weise gestattete, wofür ich ihm auch an dieser Stelle herzlich danke. Herr Prof. Dr. L. Szajnocha sandte mir auf meine Bitte bereitwilligst das von Zuber 1887 am Skyring Water gesammelte Fossilmaterial zur Untersuchung. Ich schulde ihm hierfür verbindlichsten Dank. Endlich überließ mir Herr Prof. Steinmann noch die von ihm schon begonnene Bearbeitung derjenigen Versteinerungen, die Otto Nordenskjöld 1896 auf Feuerland und in Südpatagonien gefunden hat. Für einen literarischen Nachweis habe ich Herrn Prof. Haug in Paris zu danken. Herr Prof. Hauthal hat mir mehrfach auf Anfragen bereitwillig über seine Beobachtungen Auskunft gegeben; seine Berichte über die Geologie der von ihm bereisten Gegenden, die er an Herrn Prof. Steinmann gesandt hat, waren natürlich von großem Werte für mich. Herr Prof. Steinmann hat mich dazu angeregt, das große Fossilmaterial zu der vorliegenden zusammenfassenden Arbeit zu verwerten. Nicht nur hierfür gebührt ihm mein aufrichtiger Dank, er hat auch den Fortgang meiner Arbeit mit freundlichem Interesse verfolgt und mir manche der Beobachtungen, die er auf seiner Reise in Patagonien gemacht hat, mitgeteilt.

Alphabetisches Verzeichnis der Literatur über die Meeresablagerungen der Kreide- und Tertiärformation in Patagonien.

1. C. Ameghino, Exploraciones geologicas en la Patagonia. Bol. Inst. Geogr. Arg. **11.** 1—46. 1890.
2. F. Ameghino, Contribucion al conocimiento de los mamíferos fosiles de la Republica Argentina. Buenos Aires 1889.
3. — — Énumération synoptique des espèces de mammifères fossiles des formations éocènes de Patagonie. 1894.
4. — — Notas sobre cuestiones de geologia y paleontologia argentinas. Bol. Inst. Geogr. Arg. **17.** 87—119. 1896.
5. — — Notes on the geology and paleontology of Argentina. Geol. Mag. Januar 1897. (Ist die fast unveränderte Übersetzung des vorigen.)
6. — — South America as the source of the tertiary mammalia. Nat. Science. **11.** 256—264. 1897.
7. — — La Argentina al través de las ultimas épocas geológicas. Buenos Aires 1897.
8. — — L'âge des couches fossilifères de Patagonie, nouvelles découvertes de mammifères fossiles. Revue Scientifique. 4. sér. **10.** 72 ff. 1898.
9. — — Sinopsis geologico-paleontologica. In: Segundo censo de la Republica Argentina. **1.** 111—225. Buenos Aires 1898.
10. — — Sinopsis geologico-paleontologica. Suplemento. La Plata 1899.
11. — — Cuadro sinoptico de las formaciones sedimentarias terciarias y cretáceas de la Argentina en relación con el desarollo y descendencia de los mamíferos. An. del Mus. nac. de Buenos Aires. **8.** (Ser. 3. **1.**) p. 1—12. 1902.
12. — — Sur la géologie de la Patagonie. An. del Mus. Nac. de Buenos Aires. **8.** (Ser. 3. **1.**) p. 321—327. 1902.
13. — — L'âge des formations sédimentaires de Patagonie. Bes. Abdruck aus An. de la Soc. Cient. Arg. **50** u. **54.** Buenos Aires 1903.
14. G. de Angelis d'Ossat, Zoantari del terziario della Patagonia. Palaeontographia Italica. **9.** 19—33. 1903.
15. O. Behrendsen, Zur Geologie des Ostabhanges der argentinischen Cordillere. Zeitschr. d. d. geol. Ges. **43.** 369—420; **44.** 1—42. 1891. 1892.
16. G. Bodenbender, Sobre el terreno jurasico y cretaceo en los Andes Argentinos entre el Rio Diamante y Rio Limay. Bol. Ac. Nac. de Ciencias de Córdoba. **13.** 5—48. 1892.
17. J. Böhm, Fossilien von General Roca. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1903. Protokoll d. Junisitzung.
18. A. Borchert, Die Molluskenfauna und das Alter der Paranástufe. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XIV. 171—245. 1901.
19. C. Burckhardt, Le gisement supracrétacique de Roca (Rio Negro). Rev. del Mus. de La Plata. **10.** 207—223. 1901.
20. Burmeister, Description physique de la République Argentine. **2.** 1876.

21. M. Cossmann, Description de quelques coquilles de la formation santa-cruzienne en Patagonie. Journ. de Conchyliologie. 1899. No. 3.
22. J. D. Dana, Geology. In: U. S. Exploring Expedition 1839—1842 under Charles Wilkes. (Kap. 15 u. 16; p. 720 Beschr. d. *Helicerus fuegensis* Dana, Abb. im Atlas. Taf. 15 Fig. 1a, b, c.)
23. Ch. Darwin, Geological observations on South America. 1846. Deutsche Übersetzung von V. Carus. 1878.
24. E. Desor, Sur quelques oursins fossiles de la Patagonie. Bull. soc. géol. de France sér. 2. **4**. 287. 1846.
25. D. A. Doering, Geologia. In: J. D. A. Roca, Informe oficial de la comision cientifica agregada al estado mayor general de la expedicion al Rio Negro. **3**. 1882.
26. P. Dusén, Über die tertiäre Flora der Magellansländer. Svenska Exp. till Magellansländerna. **1**. No. 4. 1899.
27. E. Forbes, Beschreibung sekundärer fossiler Muscheln von Südamerika. In: Darwin. 1846 (s. o.).
28. J. Grange, Voyage au Pol Sud et dans l'Océanie sur les corvettes l'Astrolabe et la Zélée etc. Géologie, Minéralogie et Géographie physique du Voyage. 2 Bde. Paris 1848 u. 1854.
29. J. B. Hatcher, The Cape Fairweather beds; a new marine tertiary horizon in southern Patagonia. Am. Journ. of Science. **4**. 246—248. 1897.
30. — — On the geology of Southern Patagonia. Am. Journ. of Science. **4**. 327—354. 1897.
31. — — Sedimentary rocks of southern Patagonia. Am. Journ. of Science. **9**. 85—108. 1900.
32. — — Die Conchylien der patagonischen Formation von H. v. Ihering. Am. Journ. of Science. **9**. No. 268. p. 263—266. 1900.
33. R. Hauthal, Über patagonisches Tertiär etc. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **50**. 436—440. 1898.
34. H. v. Ihering, Os molluscos dos terrenos terciarios da Patagonia. Rev. do Mus. Paulista. **2**. 217—382. 1897.
35. — — Descripcion de la *Ostrea guaranitica*. An. Soc. cient. Arg. **47**. 63. 64. 1899.
36. — — Die Conchylien der patagonischen Formation. Dies. Jahrb. 1899. II. 1—46.
37. — — Historia de los ostras argentinas. An. del. Mus. Nac. de Buenos Aires. **7**. 109—123. 1902.
38. — — On the molluscan fauna of the Patagonian tertiary. Proc. Am. Philos. Soc. **41**. No. 169. 1902.
39. — — Les mollusques des terrains crétaciques supérieurs de l'Argentine orientale. An. del Mus. nac. de Buenos Aires. **9**. 193—229. 1903.
40. — — Les brachiopodes tertiaires de Patagonie. An. del Mus. nac. de Buenos Aires. **9**. 321—349. 1903.
41. — — Nuevas observaciones sobre moluscos cretáceos y terciarios de Patagonia. Rev. del Mus. de La Plata. **11**. 227 ff. 1904.



42. F. Kurtz, Sobre la existencia de una Dakota-Flora en la Patagonia austro-occidental (Cerro-Guido, Gobern. de Santa Cruz). Rev. del Mus. de La Plata **10.** 45–59. 1899.

43. F. Lahille, Notes sur *Terebratella patagonica* (Sow.). Rev. del Mus. de La Plata. **9.** 393—398. 1898.

44. J. Lambert, Note sur les Echinides recueillis par M. A. Tournouer en Patagonie. Bull. Soc. Géol. de France. 4. sér. **3.** 474—484. 1903.

45. G. A. Maack, Geological Sketch of the Argentine Republic. Proc. Boston Soc. Nat. Hist. **18.** 417—428. 1870.

46. Mallard et Fuchs, Notes géologiques sur le Chile. Ann. des Mines. 7. sér. **3.** 67—102. 1873.

47. A. Mercerat, Note sur la géologie de la Patagonie. Buenos Aires 1893.

48. — — Un viaje de exploracion en la Patagonia austral. Bol. Inst. Geogr. Arg. **14.** 267 ff. 1893.

49. — — Contribucion a la geologia de la Patagonia. An. Soc. Cient. Arg. **36.** 65 ff. 1893.

50. — — Essai de classification des terrains sédimentaires du versant oriental de la Patagonie australe. An. del Mus. nac. de Buenos Aires. **5.** 105–130. 1896.

51. — — Nuevos datos geologicos sobre la Patagonia Austral á propósito del mapa del Sr. Carlos Sievert sobre la parte Sur del Terr. de Santa Cruz. Bol. Inst. Geogr. Arg. **17.** 1896.

52. — — Coupes géologiques de la Patagonie australe. An. del Mus. Nac. de Buenos Aires. **5.** 309—320. 1897.

53. — — Sur la géologie de la Patagonie; réponse aux attaques de M. R. Hauthal. Comm. del Mus. Nac. de Buenos Aires **1.** No. 3. p. 69—76. 1899.

54. W. Möricke u. G. Steinmann, Die Tertiärbildungen des nördlichen Chile und ihre Fauna. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. X. 533—612. 1896.

55. O. Nordenskjöld, Über die posttertiären Ablagerungen der Magellansländer, nebst einer kurzen Übersicht ihrer tertiären Gebilde. Svenska Exp. till Magellansländerna. **1.** No. 2. 1898.

56. — — Explanatory notes to accompany the geological map of the Magellan Territories. Svenska Exp. till Magellansländerna. **1.** No. 3. 1898?

57. A. F. Noguès, Sur l'âge des terrains à lignite du sud du Chili etc. Act. de la Soc. Scient. du Chili. **5.** 34–52. 1895.

58. A. d'Orbigny, Voyage dans l'Amérique méridionale. **3.** Part III. Géologie. Part IV. Paléontologie. 1842.

59. A. d'Orbigny et J. Grange, Géologie. Atlas. Zu: Voyage de l'Astrolabe etc. (s. oben bei Grange). Ohne Jahr (1847).

60. A. E. Ortmann, On some of the large oysters of Patagonia. Am. Journ. of Science. **4.** 355—356. 1897.

61. — — Preliminary report on some new marine horizons discovered by Mr. J. B. Hatcher near Punta Arenas, Chili. The Am. Journ. of Science. **6.** 478—482. 1898.

62. — — The fauna of the Magellanian beds of Punta Arenas, Chili. Am. Journ. of Science. **8.** 427–432. 1899.

63. A. E. ORTMANN, Synopsis of the collections of Invertebrate fossils made by the Princeton Expedition to Patagonia. Am. Journ. of Science. **10**. 368—381. 1900.
64. — — Tertiary Invertebrates. In: Rep. of the Princeton University Exped. to Patagonia. **4**. Part II. 1902.
65. — — Patagonian Geology. Science. N. S. **16**. No. 403. p. 472—474. 1902.
66. — — Patagonian Geology. Science. N. S. **17**. No. 437. p. 796. 1903.
67. R. A. PHILIPPI, Die tertiären und quartären Versteinerungen Chiles. Leipzig 1887.
68. H. A. PILSBRY, Patagonian tertiary fossils. Proc. Ac. Nat. Sc. Philadelphia 1897. p. 329—330.
69. DE A. T. ROCHEBRUNE et J. MABILLE, Mollusques. In: Mission scientifique du Cap Horn. **6**. Zoologie. 1889.
70. S. ROTH, Apuntes sobre la geologia y la paleontologia de los territorios del Rio Negro y Neuquen. Rev. del Mus. de La Plata. **9**. 141—146. 1898.
71. — — Some remarks on the latest publications of FL. AMEGHINO. Am. Journ. of Science. **9**. 261—266. 1900.
72. J. B. SCRIVENOR, Notes on the geology of Patagonia. Quart. Journ. Geol. Soc. London. **59**. 160—179. 1903.
73. J. v. SIEMIRADZKI, Apuntes sobre la region subandina del alto Limay. Rev. del Mus. de La Plata. **3**. 305—312. 1892.
74. — — Zur Geologie von Nordpatagonien. Dies. Jahrb. 1893. I. 22—32.
75. G. B. SOWERBY, Descriptions of Tertiary shells from South America. In: DARWIN. 1846 (s. o.).
76. T. W. STANTON, The marine cretaceous Invertebrates. In: Rep. Princeton Univ. Exped. to Patagonia 1896—99. **4**. Part I. 1901.
77. G. STEINMANN, Reisenotizen aus Patagonien. Dies. Jahrb. 1883. II. 255—258. 1883.
78. G. STEINMANN, W. DEECKE und W. MÖRICKE, Das Alter und die Fauna der Quiriquinaschichten in Chile. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. X. 1—118. 1895.
79. G. STEINMANN, (W. MÖRICKE und) s. W. MÖRICKE.
80. L. SZAJNOCHA, Über die von Dr. R. ZUBER in Süd-Argentina und Patagonien gesammelten Fossilien. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt. 1888. p. 146—151.
81. A. TOURNOUER, Note sur la géologie et la paléontologie de la Patagonie. Bull. Soc. géol. de France. 4. Sér. **3**. 463—473. 1903.
82. ST. WELLER, The Stokes Collection of Antarctic fossils. Journ. of Geology. **11**. 413—419. 1903.
83. CH. WHITE, On certain mesozoic fossils from the islands of St. Pauls and St. Peters in the straits of Magellan. Proc. U. S. Nat. Mus. **13**. 13. 14. 1890.
84. O. WILCKENS, Revision der Fauna der Quiriquinaschichten. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XVIII. 181—284. 1904.
85. — — Über Fossilien der oberen Kreide Südpatagoniens. Centralbl. f. Min. etc. 1904. p. 597—599.

86. O. Wilckens, Die Lamellibranchiaten, Gastropoden etc. der oberen Kreide Südpatagoniens. Ber. d. nat. Ges. zu Freiburg i. B. 15. 91—156. 1905.

87. A. Smith Woodward, Observations on señor Ameghino's „Notes on the geology and palaeontology of Argentina". Geol. Mag. Jan. 1897. p. 20—23.

Historischer Überblick über die Literatur.

Ohne auf Einzelheiten einzugehen[1], wollen wir im folgenden in historischer Ordnung an der Hand der Literatur[2] einen Überblick über die Entwicklung unserer Kenntnisse von den Ablagerungen, die uns hier beschäftigen, zu geben versuchen. Wir gewinnen auf diesem Wege einerseits einen Einblick in das bisher Erreichte und lernen anderseits auch gleich die Punkte kennen, die jetzt im Vordergrund des Interesses stehen.

Die ersten geologischen Mitteilungen über Patagonien sind

1842

erschienen. Man verdankt sie d'Orbigny (58)[3]. Auf seiner großen südamerikanischen Reise besuchte dieser 1828/29 das nördliche Patagonien. In die Gegenden, die uns besonders beschäftigen werden, ist er nicht gekommen. Er teilt das Tertiär Patagoniens in drei Stufen:

1. „Terrain tertiaire guaranien"[4], eine „alluvion subite de la fin des terrains crétacés", gebildet durch Abschwemmung aus der jung entstandenen Kordillere. Es sind Sandsteine, die in den Provinzen Corrientes und Misiones unter den heute als „Paraná-Stufe" bezeichneten Schichten liegen[5]. Am Rio Negro in Patagonien verzeichnet die geo-

[1] Ausführliche Referate der Arbeiten findet man in dies. Jahrbuch f. Min. etc. Über viele der neueren Arbeiten habe ich in den Jahren 1903—1905 referiert.

[2] Dabei sind einige kleinere paläontologische Arbeiten weggelassen. Leider stehen mir die Schrift von Noguès und die „Sinopsis geologico-palaeontologica" von Ameghino nicht zur Verfügung.

[3] Die Zahlen beziehen sich auf die Nummern des alphabetischen Literaturverzeichnisses.

[4] Nach dem großen Indianerstamm der Guarani.

[5] Das Alter dieser Sandsteine, die keine Fossilien führen, ist vielleicht kretaceisch, doch läßt sich darüber ebensowenig etwas Sicheres sagen wie über die Parallelisierung mit den Sandsteinen des oberen Rio Negro.

logische Karte d'Orbigny's das Guaranien nicht, während heute die der oberen Kreide zugerechneten Sandsteine am oberen Río Negro vielfach so benannt werden.

2. „Terrain tertiaire patagonien", eine marine Schichtenfolge, die in dem großen „bassin marin des Pampas, qui s'étend du détroit de Magellan à la province d'Entrerios" abgelagert ist. Auf der geologischen Karte der Provinzen Santa Fe, Entrerios, Buenos Aires und dem nördlichen Patagonien nimmt diese Formation einen breiten Streifen von 31—42° südl. Br. ein. Typische Lokalität ist Bajada de Santa Fe (jetzt Paraná). Drei Fossilien, die hier u. a. vorkommen, fand d'Orbigny an einer Lokalität zwischen dem Rio Negro und der Ensenade Ros[1] wieder. Er hält auch die Ablagerungen von Quiriquina[2], Coquimbo[3] und Payta[3] für gleichaltrig mit dieser tertiären Stufe.

3. „Argile pampéen" (= Diluvium).

Aus der patagonischen Formation, wie man sie seit ca. 20 Jahren auffasst, beschreibt d'Orbigny nur einen Seeigel, den *Hypechinus patagonensis* d'Orb. sp., aus der Paraná-Stufe dagegen mehrere Fossilien. Über das Alter dieser Schichten äußert d'Orbigny sich sehr vorsichtig. Er hält sie für „sehr alt", verzichtet aber darauf, sie mit einer der europäischen Tertiärstufen zu parallelisieren.

1846.

Darwin (23) besuchte als Naturforscher des „Beagle" u. a. Patagonien und die Magellansländer, im besonderen auch die klassische Lokalität Santa Cruz, ferner Puerto San Julian und Puerto del Hambre, und fuhr den Rio Santa Cruz weit hinauf. Er gibt mehrere geologische Profile. Aus den bei Paraná, im Sandstein des Rio Negro (teste d'Orbigny), bei Puerto Deseado, San Julian und Santa Cruz gemeinsam vorkommenden Arten — die Unterschiede in den Faunen erklären sich aus dem großen Breitenunterschied und der geringen bekannten Spezieszahl — schließt Darwin, daß die „untere, fossilienführende Masse nahezu, ich sage aber nicht

[1] Bahia Rosas.

[2] Senon.

[3] Pliocän.

absolut, zu derselben Epoche gehört". „Alles zusammengenommen," sagt er, „weisen die Belege darauf hin, daß diese große Tertiärformation von beträchtlichem Alter ist." Die nach seiner Meinung gleichaltrigen Tertiärbildungen Chiles hält er für Eocän. Auch an der Ostküste des Feuerlandes kommt das patagonische Tertiär vor. Vom Beagle-Kanal erwähnt DARWIN die große „Tonschieferformation", die sich bis zur Halbinsel Braunschweig erstreckt. „Ich habe Grund," schreibt er, „zu der Vermutung, daß sie sich an der östlichen Seite der Kordillere weit hinauf erstreckt[1]." In diesen Schichten fand DARWIN am Mt. Tarn und bei Puerto del Hambre die von FORBES (27) beschriebenen Kreidefossilien. Die Untersuchung der tertiären Versteinerungen übernahm SOWERBY (75), die der Seeigel DESOR (24).

1847 (?)

erscheint eine von GRANGE (59) entworfene geologische Karte der Magellansländer. Der Kreide ist darauf, wie mir Herr Prof. STEINMANN, der jene Gegenden bereist hat, sagte, eine zu große Ausdehnung gegeben[2]. In seinem Buche von

1848

erwähnt GRANGE[3] (28) auch die Fossilien vom Mt. Tarn, die D'ORBIGNY der untersten Kreide, dem Neokom zurechnet. Er

---

[1] DARWIN hat richtig vermutet. Die Schichten mit *Inoceramus Steinmanni* WILCK., die dieser Formation angehören, finden sich noch in der Gegend des Ultima Esperanza.

[2] Vergl. auch die Karte von O. NORDENSKJÖLD.

[3] PHILIPPI schreibt („Die tertiären und quartären Versteinerungen Chiles p. 245), D'ORBIGNY gebe als Fundort für die im „Atlas" zur „Voyage ou Pol Sud et dans l'Océanie" abgebildeten Quiriquinafossilien Puerto del Hambre (Port Famine) an, oder GRANGE mache eine entsprechende Angabe. Nun enthält der besagte Atlas selbst gar keinen Text, D'ORBIGNY ist auch nie dazu gekommen, den Text zu schreiben, und man muß sich, wie STELZNER (Beiträge zur Geologie und Paläontologie der argentinischen Republik. p. 123) sehr richtig bemerkt hat, die Fundortsangaben aus D'ORBIGNY's „Prodrome" Bd. 2 unter „Sénonien" und Bd. 3 unter „Falunien" zusammensuchen. PHILIPPI, der selbst die Stelle, wo er die vermeintliche Angabe gelesen zu haben glaubt, nicht wieder finden konnte, hat sich geirrt. Danach ist auch das, was ich über diese Sache gesagt habe (Revision der Fauna der Quiriquinaschichten. p. 267 Anm. 2), zu vervollständigen. Sonderbarerweise zitieren auch MALLARD und FUCHS (Ann. des

hat selbst solche gefunden. Die patagonische Formation traf er u. a. am Havre Pecket. Nach seiner Beschreibung des Gesteins vom Cap Remarquable möchte man fast glauben, daß hier das Basalkonglomerat der Kreide über alten Phylliten läge.

1850.

d'Orbigny führt im 2. Bande des „Prodrome de Paléontologie etc.“ den *Ancyloceras simplex* Forbes[1] von Puerto del Hambre unter dem Aptien an, und

1852

stellt er (Prodrome Bd. 3) die Seeigel aus der patagonischen Formation, die er und Desor beschrieben hatten, ins „Falunien B“, also ins Untermiocän. In dieselbe Stufe rechnet er auch die Fossilien aus der Provinz Entrerios (Paraná-Stufe) und die von Darwin gesammelten und von Sowerby beschriebenen Versteinerungen aus dem patagonischen Tertiär.

1865

weist Zittel[2] darauf hin, daß die Fauna des älteren Tertiärs Neuseelands mit derjenigen des chilenischen und patagonischen Tertiärs Ähnlichkeit habe.

1870.

Maack (45) erwähnt die von d'Orbigny aufgestellte Einteilung des argentinischen Tertiärs. Er sagt, das „Système

---

Mines. 7. sér. 3. 94) Grange falsch. Sie schreiben, man habe in den metamorphen Schichten der Magellanstraße dieselben Fossilien gefunden wie auf Quiriquina und d'Orbigny habe ihr Alter als senonisch bestimmt. Sie zitieren Grange, 2. 174 und d'Orbigny, Cours élém. de Pal. 2. 672. An letzterer Stelle ist aber nur Quiriquina erwähnt. Den 2. Band des Grange'schen Buches sandte mir, da er mir hier nicht zur Verfügung stand, in zuvorkommendster Weise Herr Prof. Haug in Paris. p. 174 ist darin aber von Borneo die Rede. (Über den 1. Band findet man ein ausführliches Referat in dies. Jahrb. 1849. p. 232—338.)

[1] d'Orbigny gibt dabei *Hamites elatior* als Synonym an. In der Tat findet sich bei Darwin-Forbes in der Beschreibung des *Hamites elatior* die Bemerkung, das Stück sei verloren gegangen und könne daher nicht abgebildet werden, während auf der Tafel V ein *Ancyloceras simplex* abgebildet ist, zu dem die Beschreibung fehlt. d'Orbigny hat dies seltsame Versehen offenbar richtig bemerkt.

[2] Reise der Novara. Paläontologie von Neuseeland. p. 24.

guaranien" entspräche der europäischen Braunkohlenformation, das „Système patagonien" der Molasse. Das Tertiär dehne sich unter der oberflächlichen Bedeckung wahrscheinlich bis an die Kordillere aus[1].

1873.

Mallard und Fuchs geben ein Profil von dem Kohlenvorkommen, das sich bei Punta Arenas, 6—7 km den Rio de las Minas aufwärts, findet. Sie haben auch einige Versteinerungen gesammelt, von denen sie *Ostrea patagonica* namhaft machen[2].

1876.

Burmeister (20) kennt im ganzen Bereich der argentinischen Republik östlich der Kordillere noch keine mesozoischen Sedimente. Über das patagonische Tertiär bringt er nichts Neues, die Ablagerungen von Paraná kennt er dagegen aus eigener Anschauung. Die Schichten in Patagonien, aus denen die von Darwin gesammelten Versteinerungen stammen, seien gleichaltrig mit denen von Paraná. Diese Ansicht sei auch „unanimement accepté". d'Orbigny's „formation patagonienne" hält er für ein Äquivalent des Pliocäns und eines Teils des Miocäns von Europa.

1882

gibt Doering[3] (25) die erste mehr ins einzelne gehende Gliederung der argentinischen Schichtenfolge, die wir hier, allerdings in umgekehrter Anordnung (das Jüngste zu oberst), reproduzieren[4]. Man achte darauf, daß Doering bereits die unglückliche Methode hat, die Unterabteilungen der Formationen[5] z. T. mit denselben Namen wie diese zu belegen.

[1] Burmeister sagt in seiner Descr. phys. Rep. Arg. 2. 283 ff., Maack habe seine Wissenschaft von der Geologie Argentiniens nur von ihm und seinen Büchern; Maack kenne das, was er schreibt, nicht aus eigener Anschauung. Es verdient hervorgehoben zu werden, daß Maack seine Quelle mit dem Ausdruck der Dankbarkeit nennt.

[2] Der Speziesname sagt natürlich gar nichts.

[3] Nach Doering hat sich Suess bei der Darstellung des patagonischen Tertiärs im 2. Bande des „Antlitz der Erde" (p. 387) gerichtet.

[4] Ein ausführliches Referat über Doering's Buch aus der Feder Stelzner's findet sich in dies. Jahrb. 1884. I. -209-.

[5] Wir brauchen den Ausdruck „Formation" nicht für so kleine geologische Einheiten wie die einzelnen Abteilungen des Tertiärs etc.

	Formacion	Piso	Geol. Alter
Formaciones neogenas	F. ariana	P. ariano	alluvial
	F. querandina	P. platense P. querandino	dilnvial
	F. tehuelche	P. tehuelche	glazial
	F. pampeana	P. pampeano lacustre P. eolitico P. pampeano inferior	präglazial und pliocän
	F. araucana	P. puelche P. araucano	miocän
Formaciones eogenas	F. patagonica	P. patagonico P. mesopotamico P. paranense	oligocän
	F. guaranitica	P. pehuenche P. guaranitico	eocän Ob. Kreide (Laramie)

1883

weist STEINMANN (77) in der Gegend des Cerro Payne Kreide nach und untersucht diejenige der Magellansländer (DARWIN's „Tonschiefer"). Er findet *Inoceramus* und *„Ananchytes"* [1]. In diesen Gegenden ist ältere und jüngere Kreide vorhanden. Das Tertiär lagert diskordant darüber.

1887.

PHILIPPI's Werk (67) enthält die Beschreibung mehrerer Fossilien von Skyring Water [2], Punta Arenas und Santa Cruz. PHILIPPI konstatiert, daß zwei Arten aus der Magellanstraße (*Turritella patagonica* und *Ostrea patagonica*) auch in Patagonien vorkommen, keine magellanische Art aber an einem nördlicher (in Chile) gelegenen Fundort [3].

[1] Dies ist kein *Ananchytes*, sondern ein *Cardiaster*. Vergl. dazu WILCKENS, Lam. Gastr. ob. Kr. Südpat. p. 95.

[2] In der Liste der Fossilien von Skyring Water und Punta Arenas (PHILIPPI p. 251) findet sich auch *Turritella patagonica*, die PHILIPPI nach dem, was er über diese Art sagt (p. 76/77), nicht vorgelegen hat. Wahrscheinlich führt er sie an, weil DARWIN sie (so schreibt PHILIPPI) bei Port Famine gesammelt hat. SOWERBY-DARWIN führt sie aber nicht von diesem Fundpunkt, sondern von Port Desire (Puerto Deseado) an.

[3] Dabei schreibt er aber bei *Turritella patagonica* als einen der Fundorte „Navidad". Von hier erwähnt SOWERBY Fragmente. — Die spezifische Unterscheidung der Turritellen ist, nebenbei bemerkt, sehr schwierig.

1888.

Die von R. Zuber an der Mina Marta am Skyring Water (90 km nordwestlich von Punta Arenas) gesammelten Versteinerungen werden von Szajnocha (80) beschrieben. Dieser hält die Ablagerungen, denen die Fossilien entstammen, für Pliocän, und weist darauf hin, daß die bisher in Patagonien und Chile gesammelten, namentlich von Philippi beschriebenen Mollusken höchst wahrscheinlich verschiedenen geologischen Horizonten angehören.

1889.

Bei Ameghino (2) findet sich folgende Formationstabelle[1]:

	Formation	Stufe	Alter
Post-tertiär	Rezent	Arianische	
		Aimairá-	
	Quartär	La Plata-	
		Querandino-	
Tertiär	Tehuelche	Tehuelche-	
	Pampas-	Lujan-	Pliocän
		Buenos Aires-	
		Belgrano-	
		Ensenada-	
	Araucanische	Pehuelche-	Miocän
		Hermoso-	
		Araucanische	
	Patagonische	Patagonische	Oligocän
		Mesopotamische	
		Paraná-	Eocän
	Santacruz-	Santa Cruz-	
		Subpatagonische	Paleocän
Kreide	Guaranitische	Pehuenche-	
		Mittlere guaranitische	Sekundär
		Untere guaranitische	

Im wesentlichen beruht diese Einteilung auf derjenigen Doering's (s. p. 110); neu eingefügt sind außer der Hermoso-Stufe und einigen anderen die Santa Cruz- und die subpatagonische Stufe, die zusammen die Santa Cruz-Formation bilden.

Rochebrune und Mabille (69)[2] beschreiben einige fossile

[1] Dieselbe ist hier umgekehrt wie bei Ameghino angeordnet.

[2] Die Abteilung „Géologie" der „Mission scientifique du Cap Horn" von Hyades (1887) enthält nur Petrographisches.

Formen von Santa Cruz und eine von Punta Arenas[1]. Die Beschreibungen finden sich zwischen denjenigen der rezenten Mollusken; Abbildungen fehlen[2].

1890.

Carlos Ameghino (1), der seit 1887 Patagonien bereist, um für seinen Bruder Fossilien zu sammeln, teilt geologische Profile mit, von denen sich einige schon in dem Werke Fl. Ameghino's von 1889 finden.

White (83) beschreibt zwei von den Inseln St. Peter und St. Paul (Magellanstraße) stammende Kreideversteinerungen, darunter *Hamites elatior* Sow.

1891/92.

Die von Bodenbender gesammelten und von Behrendsen (15) beschriebenen Versteinerungen stammen von Fundpunkten, die nicht mehr in Patagonien, sondern in der Kordillere der Provinz Neuquen liegen. Vertreten sind Neokom[3] und obere Kreide[4]. Die Kreide scheint danach in diesem Gebiet unvollständiger vertreten zu sein als in Südpatagonien. Eine geologische Schilderung dieser Gegend entwirft

1892

Bodenbender (16). Sie stützt sich auf die Untersuchungen Behrendsen's.

1893.

v. Siemiradzki (73) stellt den grauweißen, mergeligen, gegen Westen langsam ansteigenden Sandstein der Barrancas des Rio Negro zum Oligocän. Gegenüber Roca, wo er von rotem Sandstein unterlagert wird, finden sich darin verkieselte Baumstämme. Dieser untere, dunkelrote Sandstein herrscht

---

[1] Es scheint Ortmann (64) entgangen zu sein, daß Rochebrune und Mabille auch eine Art (*Photinula virginalis* R. u. M.) von Punta Arenas beschreiben. Bei *Turritella Couteaudi* und *T. elachista* ist kein Fundort angegeben.

[2] Ortmann hat gleichwohl einige Arten identifizieren können.

[3] Mittleres Neokom (nach Bodenbender) am Arroyo Trinquico, dicht bei Chosmalal, 37—38° südl. Breite, oberes Neokom am Arroyo Pequenco, 35° 30′ südl. Br. Stanton meint, es könnten hier Äquivalente der Pueyrredon-Series vorliegen.

[4] Bei Caryilauhué, Rio Catanlil. Ameghino stellt diese Schicht 1903 ohne jede Begründung in das Senon.

am ganzen Limay, der weiße keilt zwischen Roca und dem Zusammenfluß des Neuquen und Limay aus.

Mercerat (47) glaubt, daß die tertiären Ablagerungen Patagoniens sich in großen Flußmündungen gebildet hätten, in denen zahlreiche Inseln bestanden. Mehrfach hätten Invasionen des Meeres stattgefunden.

In seiner spanisch geschriebenen Abhandlung vom selben Jahr (48) gibt er eine Übersicht über die bisherigen Leistungen auf dem Gebiet der patagonischen Geologie. Er konstatiert ferner die Verbreitung des Tertiärs von der atlantischen Küste bis zur Kordillere, erwähnt von einer Lokalität 72° 40′ westl. L. und 51° 30′ südl. Br. einen „calcareo negruzco“ mit *Inoceramus* [1], kennzeichnet den petrographischen Charakter der tertiären Ablagerungen und erwähnt u. a., daß bei Punta Arenas unter der Kohle eine Bank mit *Ostrea patagonica* [2] liegt.

Mercerat betont, daß verschiedene Säugetiergruppen, wie die Creodontier, Protoxodontier und Homalodontotheriden sich in Schichten finden, die jünger sind als der Horizont der *Ostrea patagonica*. Die Astrapotheriden und Diadiaphoriden lägen über dem Horizont der *Ostrea Ferrarisi*. Wenn Mercerat 1896 (52, p. 314 Anm.) sagt, er habe damit die Überlagerung der patagonischen Formation durch die Santa Cruz-Formation angegeben, so daß ihm vor Ameghino die Priorität für diese wichtige Feststellung zukomme, so muß man sagen, daß Mercerat z. T. sehr richtig beobachtet hat, daß er seine Beobachtungen aber doch nicht genügend verallgemeinert.

1894

ändert F. Ameghino (3) auf Grund der Forschungen seines Bruders seine Anschauungen über das relative Alter der patagonischen und der Santa Cruz-Formation. Letztere ist jünger als die erstere. Sie besteht aus einer unteren, marinen Stufe mit *Ostrea Bourgeosi* Rém. de Corb., und einer oberen, subaerisch-limnischen, mit Säugetierresten. Erstere, bis dahin „subpatagonische Stufe“ genannt, erhält nun den Namen „surpatagonien“ [3]. „La formation patagonienne classique représenterait

[1] Jedenfalls wohl *Inoceramus Steinmanni* Wilck.

[2] Wohl *Ostrea Torresi* Ph.

[3] Ameghino schreibt „suspatagonien“. Das ist wohl ein Druckfehler. Später ist diese Stufe die superpatagonische oder suprapatagonische genannt.

le terrain éocène le plus ancien, et en partie, même le crétacé.“ Auch die Santa Cruz-Formation gehört noch ins Eocän. Es werden auch einige topographisch-geologische Tatsachen mitgeteilt, so das Vorkommen guaranitischer Sandsteine bei San Julian, am Lago Argentino und am oberen Rio Sehuen. Besonders wichtig ist auch die Feststellung, daß die Paraná-Stufe jünger sein muß als die „klassische patagonische Formation“ [1].

1896

unterscheidet Mercerat (50) im südlichen Patagonien a) guaranitische Formation (Schwärzliche Kalke mit *Inoceramus* in der andinen Region — die roten Dinosauriersandsteine sind jünger als diese —), zu der in der Gegend des Cerro Payne Braunkohlenlager gehören (? Verf.), die sich aber bei Punta Arenas und Skyring Water in der b) patagonischen Formation (= Miocän) finden. c) Die Santa Cruz-Formation.

Er gibt folgende Tabelle der Schichtenfolge, die man ganz unbegründet nennen muß:

Formation	Stufe		Alter
Pleistocän			
Tehuelche-	3. Obere Tehuelche-	Gerölle. Basalt	Pliocän
	2. Mittlere Tehuelche-	*Ostrea Rémondi*	
	1. Untere Tehuelche-	*Ostrea Torresi*	
Santa Cruz-	2. Obere Santa Cruz-	*Ostrea Ferrarisi*	Miocän
	1. Untere Santa Cruz-	*Ostrea Bourgeosi*	
Patagonische	2. Obere patagonische	*Ostrea patagonica*	Eocän
	1. Untere patagonische	*Pyrotherium*	
Guaranitische	3. Konglomerate und Braunkohlenführende Sande		Laramie
	2. Rote Dinosauriersandsteine		
	1. *Inoceramus*-Kalke		Kreide

[1] Ameghino sagt in dieser Arbeit auch, die Kreide ginge in Patagonien allmählich ins Tertiär über. Die patagonische Formation gehöre nicht nur letzterem, sondern auch noch ersterer an. Ein Beweis dafür seien die Quiriquina-Schichten, von deren Gattungen sich 85 % auch im patagonischen Tertiär wiederfänden. In letzterem fehlten nur 8 aus jenen, nämlich *Ammonites, Hamites, Baculites, Pugnellus, Cinulia, Pholadomya, Monopleura* (ist keine *Monopleura*. Vergl. Wilckens, Rev. der Fauna

Merkwürdig ist es, daß bei MERCERAT ebenso wie bei AMEGHINO und DOERING die geologischen Perioden so oft die Formationen halbieren. Oder eigentlich ist es gar nicht merkwürdig, sondern einfach ein Ausdruck der Unsicherheit, die all diesen Klassifikationen bei dem Mangel an grundlegenden paläontologischen Studien anhaften mußte.

MÖRICKE und STEINMANN[1], die die Navidad-Stufe in Chile mit der patagonischen Formation vergleichen, erklären beide für Miocän, höchstens Oligocän.

F. AMEGHINO faßt (4) seine Ansichten über die Geologie Patagoniens in einem Aufsatz zusammen, der 1897 in englischer Übersetzung erschienen ist (5)[2]. Im wesentlichen gibt diese Arbeit dasselbe wie die von 1894. 1. Fossilleere Schiefer und rote Sandsteine am Rio Teca[3] und Rio Genua[4] möchte AMEGHINO dem Jura zurechnen. 2. Die Kreide beginnt mit den „areniscas abigarradas“ (untere und mittlere Kreide). Darüber rote Sandsteine mit Dinosauriern und verkieselten Baumstämmen. Verbreitung von Rio Negro bis zum Lago Argentino. Die *Pyrotherium*-Formation ist jüngste Kreide. Dann folgt 3. die patagonische Formation, darüber 4. die Santa Cruz-Formation, für deren marine Abteilung jetzt der Name „suprapatagonische Stufe“ eingeführt wird.

1897

macht WOODWARD (87) in seinen Anmerkungen zu der AMEGHINO'schen Arbeit darauf aufmerksam, daß AMEGHINO's Altersbestimmungen der Schichten noch zweifelhaft sind.

HATCHER (29) beschreibt die von ihm 1896 entdeckten marinen Schichten, die am Cape Fairweather mit einer Erosionsdiskordanz über den terrestrischen Santa Cruz-Schichten liegen, die „Cape Fairweather beds“. Sie gehen in die „Shingle-Formation“[5] über. Sie mögen Äquivalente des von

der Quiriquina-Schichten. p. 226). Das Fehlen dieser Formen beweist eben mit absoluter Sicherheit, daß die patagonische Formation keine Kreide ist. Einem Geologen braucht das nicht gesagt zu werden.

[1] Vergl. dazu auch STEINMANN, Das Auftreten und Alter der Quiriquina-Schichten. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. X. 10, 11.

[2] In der Übersetzung fehlt nur ein Abschnitt über die Toxodontier.

[3] Ein von Süden kommender Nebenfluß des oberen Chubut.

[4] Ein von Norden kommender Nebenfluß des Rio Senguerr.

[5] Die patagonische Geröllformation, „rodados tehuelches“ (MERCERAT).

Darwin am Feuerlande entdeckten Tertiärs[1] oder der Paraná-Stufe sein.

Pilsbry (68) untersucht die von Hatcher gesammelte Fauna aus den Cape Fairweather beds. Das pliocäne Alter derselben scheint ihm ziemlich sicher zu sein.

Hatcher (30) gibt einen zusammenfassenden Überblick über die Geologie der von ihm bereisten patagonischen Gebiete. Die Schichtenfolge läßt sich nach seinen Mitteilungen folgendermaßen zusammenstellen:

Pliocän	Tehuelche or Shingle Formation
	Cape Fairweather beds
Miocän	Santa Cruz beds
	Suprapatagonian beds
Eocän	Patagonian beds
Kreide	Guaranitic beds (2000')
	Areniscas abigarradas (1000')
Jura?	Mayer river beds.

(Gebrochene Linien bezeichnen Erosionsdiskordanzen.)

Die *Pyrotherium*[2]-Schichten hält Hatcher für jünger als die Santa Cruz-Stufe. Das eocäne Alter der „Patagonian beds" ist von Ortmann nach einer Fauna von der Mündung des Rio Santa Cruz angegeben. Zur Kreide gehört die pata-

[1] Aus der Tatsache, daß an der patagonischen Küste die südöstlich fallenden Schichten nacheinander unter dem Meeresspiegel verschwinden, man also, südwärts vorschreitend, auf immer jüngere Ablagerungen trifft, folgert Hatcher, daß am Feuerlande die jüngsten Schichten anstehen müßten. Das ist aber in Wahrheit nicht der Fall. Es findet wohl im Süden ein Aufbiegen der Schichten statt. Jedenfalls gehört das Tertiär des Feuerlandes zur patagonischen Molasse.

[2] Das *Pyrotherium*, dessen Name auf den folgenden Blättern noch manchmal erwähnt werden wird, ist ein Säugetier, dessen Reste Ameghino zuerst 1888 in einer kleinen Schrift („Rápidas diagnosis de algunos mamiferos fósiles nuevos de la Republica Argentina") erwähnt. 1889 beschreibt er dann das Material, auf das die Art gegründet ist, einen Eckzahn, einen Prämolar und zwei Molaren. Er stellt das Tier zu den Pachydermen. Abbildungen eines vollständigen Unterkiefers (natürliche Länge ca. 75 cm) von *Pyrotherium* findet man in: Ameghino, Linea filogenética de los proboscideos, An. del Mus. Nac. de Buenos Aires 8. 30 u. 31.

gonische Formation sicher nicht. Die suprapatagonischen Schichten enthalten, mit den patagonischen verglichen, fast lauter neue Arten. Ortmann hält sie daher für Miocän.

Ortmann (60) beschreibt die von Hatcher gesammelten Austern, nämlich *Ostrea Hatcheri* aus der patagonischen und suprapatagonischen, *O. Philippii* aus der suprapatagonischen Formation. Letztere führt Philippi als *O. Bourgeosi* von Punta Arenas auf. Die *O. patagonica* d'Orb. gehört der Paraná-Stufe an.

Mercerat's Profile (52) durch Patagonien werden durch die sonderbaren Luftsättel sehr unklar. Immerhin sieht man auf ihnen, wie sich die Schichten gegen die Kordillere hin aufrichten. Was die durch den Granit des Cerro Payne gezogenen Falten sollen, ist nicht einzusehen.

Mit Ihering's Beschreibung (34) einer großen Anzahl von marinen Fossilien der patagonischen und der Santa Cruz-Formation[1] wird endlich eine paläontologische Grundlage für die stratigraphische Beurteilung dieser Ablagerungen geschaffen. Außerdem lernen wir aus dieser Abhandlung die ersten Meeresfossilien aus der marinen „*Pyrotherium*-Formation" kennen. Das Alter der Formationen ist nach Ihering:

Santa Cruz-Formation = Oligocän und Untermiocän.
Patagonische Formation = Obereocän.
Pyrotherium-Formation = Untereocän.

Er weist auf die Ähnlichkeit mit der Navidad-Stufe Chiles hin[2]. Mit dieser hat die patagonische 24 %, die Santa Cruz-Formation 20 % der Arten gemeinsam.

Ameghino (7) trägt in einer neuen Formationstabelle der von ihm schon 1894 veränderten Folge der patagonischen und Santa Cruz-Formation Rechnung. Man vergleiche mit der folgenden die Tabelle von 1889 (s. p. 111).

---

[1] Ihering spricht von der Santa Cruz-Formation im Sinne von „suprapatagonischer Formation", die ja nach Ameghino eine Stufe der ersteren ist. In neuester Zeit wird der Name Santa Cruz-Schichten dagegen mehr für die über der suprapatagonischen Stufe liegenden limnischen Ablagerungen mit Säugetierresten gebraucht. Manchmal scheint Ihering das Wort allerdings auch für „Tertiär von Santa Cruz" zu gebrauchen.

[2] Die neuseeländische Literatur hat Ihering nicht zur Verfügung gestanden.

Formation	Stufe	Alter
Alluviale	Aimará-	rezent
Post-Pampas-	La Plata- Querandino-	quartär
Pampas-	Lujan- Buenos Aires- Belgrano- Ensenada-	pliocän
Araucanische	Puelche- Hermoso- Araucanische	mittel- und obermiocän
Tehuelche-	Tehuelche-	untermiocän
Entrerios-	Mesopotamische Paraná-	oligocän
Santa Cruz-	Santa Cruz- Superpatagonische	obereocän
Patagonische	Verschiedene Horizonte	mittel- und untereocän
Guaranitische	Verschiedene Horizonte	obere Kreide

Bemerkenswert ist noch die Einführung der Entrerios-Formation, in welche die Paraná-Stufe gestellt wird.

1898

wird zum erstenmal durch Roth (70) der Fossilien von Roca am Rio Negro Erwähnung getan, die ein oberkretazeisches resp. untereocänes Gepräge haben. Roth beschreibt die Dinosauriersandsteine des Rio Negro; unter „Rio Negro-Sandsteine" versteht er aber eine Bildung des jüngeren Tertiärs, die sich am unteren Lauf des Flusses findet. Ameghino schätzt das Alter der Santa Cruz-Formation zu hoch.

Ortmann (61) schildert das von Hatcher aufgenommene geologische Profil am Rio de las Minas bei Punta Arenas. Hatcher unterscheidet 5 Schichten, von denen die zweitoberste die in Ausbeutung begriffene (oder begriffen gewesene Verf.) Braunkohle ist. Die oberste scheint den suprapatagonischen Schichten zu entsprechen. Die unterste Schicht enthält nur Pflanzenreste. Die zweite und dritte haben wenig Spezies

gemeinsam; ihre ganze Fauna kommt sonst in Patagonien nicht vor; dagegen finden sich einige Arten in der Navidad-Stufe. Wahrscheinlich sind sie Eocän.

NORDENSKJÖLD (55) erwähnt aus dem äußersten Westen der südpatagonischen Gebiete spätmesozoische Schichten[1]. Er beschreibt ebenfalls das Profil der Kohlenminen bei Punta Arenas. Tertiäre Fossilien hat er an verschiedenen Punkten des Feuerlandes, sowohl an der Ost- als auch an der Westküste angetroffen. Nach STEINMANN finden sich viele dieser Formen in der Navidad-Stufe Chiles und der patagonischen und suprapatagonischen Formation Argentiniens wieder. Die Cape Fairweather beds sind auf dem Feuerlande nicht vertreten.

Von größtem Werte ist die schöne geologische Karte der Magellansländer (56), welche die Wissenschaft demselben Verfasser verdankt. Für die Gegend Cerro Payne—Seno de la Ultima Esperanza—Baguales wird sie durch die HAUTHAL'sche Spezialkarte[2] dieser Gegend überholt, im übrigen gibt sie aber ein ungemein anschauliches Bild von der Ausdehnung der Formationen in dem Gebiet zwischen dem 50. und 56. Grad südl. Br.

HAUTHAL (33) schreibt über die Gegend des Seno de la Ultima Esperanza[3]. Er erwähnt *Inoceramus* und *Ananchytes*[4] aus dem „Tonschiefer“ DARWIN's vom Cerro Solitario usw., über den sich grünliche Sandsteine[5] legen, die ostwärts unter Tertiär untertauchen[6].

1899.

DUSÉN (26) findet an den Barrancas de Carmen Silva (Ostküste des Feuerlandes) viele Pflanzenarten, die auch bei Punta Arenas in der untersten Schicht des HATCHER'schen

[1] Schichten des *Inoceramus Steinmanni* WILCK.

[2] Dieselbe wird in den Ber. d. Naturf.-Ges. zu Freiburg i. Br. 15. (1905) erscheinen.

[3] HAUTHAL zitiert STEINMANN nicht richtig, insofern, als er angibt, die „Reisenotizen aus Patagonien“ des letzteren seien in der Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. erschienen. Sie stehen aber in dies. Jahrb. Vergl. Literaturverzeichnis.

[4] *Inoceramus Steinmanni* WILCK. und *Cardiaster patagonicus* STEINM.

[5] U. a. Schichten der *Lahillia (Amathusia) Luisa* WILCK.

[6] Eine ausführliche Schilderung der geologischen Verhältnisse, sowie die Beschreibung der Fossilien erscheint in den Ber. d. Naturf. Ges. zu Freiburg i. B. Bd. 15. unter dem Titel: Die obere Kreide Südpatagoniens und ihre Fauna von HAUTHAL, PAULCKE und WILCKENS.

Profiles vorkommen[1]. Es sind namentlich *Fagus*-Arten. Dagegen haben sich die Pflanzen aus dem Braunkohlenlager von Punta Arenas im Feuerland noch nicht gefunden. Letztere hält Dusén für miocän, die *Fagus*-Stufe für oligocän.

Ortmann (62) beschreibt die von Hatcher in der zweit- und drittuntersten Schicht des Profils vom Rio de las Minas bei Punta Arenas gesammelten Fossilien. Er nennt diese Schichten die „Magellanian beds". Er teilt ferner mit, daß nach Hatcher's weiteren Forschungen keine Diskordanz zwischen der patagonischen und suprapatagonischen Stufe besteht, und daß beide nicht verschiedenaltrig sind, sondern nur verschiedene Fazies derselben Formation darstellen.

Kurtz (42) beschreibt die von Hauthal aufgefundene fossile Flora vom Cerro Guido (Gegend des Seno de la Ultima Esperanza) und mißt ihr wegen ihrer Ähnlichkeit mit der nordamerikanischen Dakota-Fora ein cenomanes Alter bei.

Hauthal teilt in dieser Arbeit ein Profil durch die Kreide- und Tertiärschichten jener Gegend mit.

v. Ihering (36) ergänzt seine Arbeit von 1897 (34) auf Grund von Aufsammlungen, die er bei Santa Cruz hat machen lassen. Er glaubt lauter Arten aus der patagonischen Formation vor sich zu haben, ist dessen aber nicht sicher. Er erkennt die Fossilien der Santa Cruz-Formation an der weichen, lockeren, erdigen Matrix, die der patagonischen Formation an dem harten, tonigen Gestein[2]. Er unterscheidet

1. *Pyrotherium*-Formation (Untereocän) mit *Ostrea pyrotheriorum*,

2. die beiden Formationen von Santa Cruz, von denen die ältere, die patagonische (Obereocän), 25 % Arten enthält, die auch in der Santa Cruz-Formation[3] (Oligocän) vorkommen, und

3. die Entrerios-Formation (Miocän), deren Äquivalent

---

[1] Während Ortmann die Schichten des Profils bei Punta Arenas von unten an numeriert, nennt Dusén die oberste Schicht „I". Das wirkt verwirrend, und es ist darauf bei der Lektüre der Dusén'schen Schrift besonders zu achten.

[2] Bei der wechselnden Beschaffenheit der Gesteine des patagonischen Tertiärs sind petrographische Merkmale für die Unterscheidung der Schichten nicht verwertbar.

[3] Man erinnere sich, daß Ihering so die suprapatagonische Stufe nennt.

an der patagonischen Küste den Namen Tehuelche-Formation erhalten hat.

Die *Ostrea patagonica* d'Orb. var. *Philippii* Ortm. charakterisiert die Santa Cruz-, *O. Hatcheri* Ortm. (= *percrassa* Ih.) die patagonische Formation.

Cossmann (21) hält die Schneckenfauna aus der Santa Cruz-Formation von Jegua Quemada, die er beschreibt, für oligocän.

Ameghino (10) macht das Auftreten der *Ostrea guaranitica*, von der Ihering (35) eine Beschreibung liefert, im „Piso Sehuense" bekannt.

1900.

Hatcher (31) faßt die Resultate seiner weiteren Untersuchungen zusammen. Aus seinen Mitteilungen läßt sich die folgende Schichtentabelle konstruieren, bei der wieder die gebrochenen Linien Diskordanzen markieren:

Formation		Fazies	Alter
	Shingle-Formation		Pleistocän
Tertiär	Cape Fairweather beds 1500'	marin	Pliocän
	Santa Cruz beds 1500'	terrestrisch	Mittleres Miocän
	Patagonian series 900'	marin	Unteres Miocän Oberes Oligocän
	Upper Lignite beds	terrestrisch	Oberes u. mittleres Oligocän
	Magellanian beds 1000'	marin	Unteres Oligocän u. oberes Eocän
San Martin-Series	Guaranitic beds (Dinosaur beds) 500'	terrestrisch	Obere Kreide
	Lower Lignite beds 1500'		
	Areniscas abigarradas (Variegated sandstones) 1000'	marin	
Pueyrredon-Series	Upper conglomerates 330'	marin	Untere Kreide
	Belgrano beds 300'		
	Lower conglomerates 20'		
	Gio beds 100'		

Hatcher erklärt die patagonische und suprapatagonische Formation Ameghino's für verschiedene Fazies einer einheitlichen Meeresablagerung; auch das Piso Juliense und das Piso Leonense, in die Ameghino die patagonische Formation geteilt hat[1], lassen sich nicht unterscheiden. Was derselbe *Pyrotherium*-Formation nennt, sind, meint Hatcher, verschiedenaltrige Ablagerungen, die dem Eocän bis Pliocän angehören. In dieser Arbeit wird zum erstenmal erwähnt, daß *Ostrea Philippii*, *Hatcheri*, *percrassa*, *patagonica* aut. (non d'Orb.) gleich *Ostrea ingens* Zitt. aus dem Tertiär von Neuseeland sind.

Nach Stanton sind die Belgrano beds der Pueyrredon-Series nicht älter als Gault.

Die Shingle-Formation liegt immer diskordant auf den älteren Schichten. (Vergl. dagegen 1897!)

Ortmann (63) gibt ein vorläufiges Verzeichnis der von Hatcher in der patagonischen Formation (im weiteren Sinne) gesammelten Versteinerungen. Er weist jener ein untermiocänes Alter zu[2].

In einer Besprechung der Ihering'schen Abhandlung von 1897 sagt Hatcher (32), daß sich die patagonische und die superpatagonische Formation weder paläontologisch noch lithologisch trennen lassen.

1901

erscheint Stanton's Beschreibung (76) der von Hatcher gesammelten Fossilien aus der Pueyrredon-Series. Sie stammen größtenteils aus den Belgrano beds[3]. Es sind lauter neue

---

[1] Er hat dies jedenfalls in seiner „Sinopsis geologico-paleontologica" getan, einem Werk, das mir zu meinem allergrößten Bedauern nicht zur Verfügung steht, so daß meine Literaturübersicht in dieser Hinsicht unvollständig ist.

[2] Hatcher und Ortmann haben also ihre Ansichten über das Alter der patagonischen und suprapatagonischen Formation und ihre Trennung, über die Bestimmung der Austern und die Diskordanz zwischen Cape Fairweather beds und Shingle-Formation gegen früher wesentlich geändert.

[3] Nach strengen Prioritätsgesetzen müßte dieser Name gestrichen werden, weil Ameghino mit dieser Bezeichnung 1889 eine Stufe der Pampas-Formation belegt hat. Wenn Verwechslungen ausgeschlossen sind, ist man ja bei Formationen in diesem Punkte weniger streng; aber eigentlich durchaus mit Unrecht.

Formen; ihr Alter ist nicht jünger als Gault. STANTON meint, STEINMANN's[1] Tonschiefer des südlichsten Patagoniens entspräche vielleicht der Pueyrredon-Series[2].

BURCKHARDT (19) beschreibt die der oberen Kreide angehörende Fauna von Roca am Rio Negro. (Wir haben weiter unten noch Gelegenheit, auf diese Arbeit einzugehen.) Da die Ablagerung, aus der die Fossilien stammen, sich in die guaranitischen Sandsteine einschiebt, so ist mit der Bestimmung des Alters der ersteren auch dasjenige der letzteren festgelegt.

BORCHERT (18), der die Fossilien der Paraná-Stufe aus der Provinz Entrerios untersucht, kommt zu dem Schluß, daß dieselbe dem Pliocän angehört.

1902.

v. IHERING (37) setzt „*Pyrotherium*-Formation"[3] = „guaranitische Formation" und hält sie, da charakteristische Kreidefossilien fehlen, für Untereocän. Er beschreibt mehrere neue Austernarten aus ihr. Von den tertiären Austern gibt er an, daß *Ostrea Hatcheri* für die patagonische Formation, *O. Philippii* für die suprapatagonische Stufe der Santa Cruz-Formation, *O. patagonica* für die Entrerios-Formation bezeichnend ist. HATCHER's Ansichten von der Einheitlichkeit der patagonischen und der suprapatagonischen Formation sind ebenso verkehrt wie seine Idee, daß die *Pyrotherium*-Schichten jünger als die Santa Cruz-Formation sind.

Im Gegensatz zu BORCHERT hält v. IHERING (38) die Paraná-Stufe für Miocän. Weitere Funde aus den (marinen! Verf.) *Pyrotherium*-Schichten bestätigen deren eocänes Alter.

ORTMANN beschreibt (64) die von HATCHER gesammelten Evertebraten aus der patagonischen Formation, den Magellanian

[1] Es muß heißen: Darwins „Tonschiefer". STEINMANN sagt ja gerade in seinen „Reisenotizen aus Patagonien", daß das Gestein diesen Namen nicht verdient.

[2] Das wäre nur richtig, wenn die Pueyrredon-Series obere Kreide wäre, als was die Schichten des *Inoceramus Steinmanni* bestimmt sind. Das anzunehmen, liegt aber bis jetzt kein Grund vor.

[3] IHERING müßte eigentlich genauer sagen „marine *Pyrotherium*-Formation"; denn es gibt auch eine *Pyrotherium*-Stufe („Pyrothérien" AM.) terrestrischer Fazies mit Säugetierresten. Wir besprechen weiter unten die marine *Pyrotherium*-Formation ausführlich.

und den Cape Fairweather beds. Er begründet ausführlich seine Auffassung von der Einheitlichkeit der juliensischen und leonensischen Stufe, der patagonischen und suprapatagonischen Formation, vom untermiocänen Alter all dieser Ablagerungen, von ihrer Gleichalterigkeit mit der Navidad-Stufe und der neuseeländischen Pareora-Series, sowie gewissen australischen Tertiärablagerungen. Die angeblichen vielen Austernarten des patagonischen Tertiärs reduzieren sich auf drei: *Ostrea ingens*, *patagonica* und *Torresi.* Die Magellanian beds sind Oligocän oder Obereocän, die Cape Fairweather beds Pliocän.

Ameghino (11) stellt folgende Tabelle der marinen Schichtenfolge Argentiniens auf:

Formation	Stufe	Alter
Postpampas-	Aimará- Querandino-	rezent quartär
Pampas-	— — — — — — — — — — — — Belgrano- Ensenada-	pliocän
Tehuelche-	Fairweather- Untere Tehuelche- Basale Tehuelche-	miocän
Entrerios-	Rio Negro- Paraná-	oligocän
Santa Cruz-	Arenas- Superpatagonische Magellan-	eocän
Patagonische	Obere Leon- Typische Leon- Julian-	
Guaranitische	Sehuen- (Obere) Sehuen- (Untere) (= Marine *Pyrotherium*-)	Danien
	— — — — — — — — — — — —	Senon
	— — — — — — — — — — — — Schichten mit *Amphidonta pyrotheriorum* — — — — — — — — — — — —	Cenoman
Chubut-Formation oder Areniscas abigarradas	Ablagerungen von Portezuelo de Calqueque	Aptien
	Tarde-Stufe	Neocom

Fast für jede Stufe gibt AMEGHINO auch ein terrestrisch-limnisches Äquivalent an. Diese haben wir auf der vorstehenden Tabelle nicht mit angeführt, darum fehlen verschiedene Stufen, die auf derjenigen von 1897 (s. p. 118) erscheinen. Anderseits fehlen AMEGHINO auch z. T. die marinen Äquivalente der terrestrischen Ablagerungen, was wir in der Tabelle durch gebrochene Linien angedeutet haben.

Neu erscheint in dieser Übersicht[1] die Arenas-Stufe[2] (ORTMANN-HATCHER's oberste Schicht von Punta Arenas), sowie eine Gliederung der Kreide. Es ist besonders darauf aufmerksam zu machen, daß die Schichten mit *Ostrea pyrotheriorum* den *Notostylops*-Schichten, den *Pyrotherium*-Schichten aber solche mit *Ostrea guaranitica* und *O. Ameghinoi* entsprechen sollen. Die Magellanian beds schieben sich zwischen die patagonische und die superpatagonische Stufe ein.

ORTMANN (65) wendet sich gegen AMEGHINO's Schichtentabelle und vertritt nach wie vor die Einheitlichkeit der patagonischen Formation. Die Magellanian beds sind älter als diese.

AMEGHINO (12) beharrt auf seinem Standpunkt und widersetzt sich namentlich der Zusammenziehung der Austernarten als *Ostrea ingens* ZITT.

1903

erscheinen als besonderer Abdruck die Artikel, mit denen AMEGHINO (13) sein Cuadro sinoptico von 1902 begründet. Ich habe im folgenden noch oft Gelegenheit, auf diese Schrift zurückzukommen und habe über dieselbe in dies. Jahrb. 1905. I. -136—143- ausführlich referiert, so daß ich hier nicht näher darauf eingehe[3]. Die Quintessenz des Buches ist ja auch, soweit unser Thema in Betracht kommt, die Formationstabelle p. 124.

---

[1] Ich habe AMEGHINO's Tabelle in gedrängter Form in meinem Referat über diese Arbeit in dies. Jahrb. 1905. I. -133—135- wiedergegeben.

[2] Die Braunkohle von Punta Arenas entspricht nach AMEGHINO der terrestrischen Santa Cruz-Formation, die Magellanian beds der nach seiner Ansicht vorhandenen Diskordanz zwischen der patagonischen und suprapatagonischen Formation.

[3] Zu meinem Referat daselbst p. 140 ist zu bemerken, daß in der untersten Schichtentabelle die obere gestrichelte Linie fehlen müßte. Es handelt sich um einen Druckfehler.

Ortmann (66) beantwortet diese wesentlich gegen ihn gerichtete Schrift nur mit dem kurzen Hinweis, daß Ameghino ihn fast durchweg falsch verstanden und unrichtig zitiert hat.

J. Böhm (17) hat die Burckhardt'schen Fossilien von Roca neu untersucht und kommt zu dem Schluß, daß sie der Hauptsache nach eocän sind, doch scheint auch Kreide und patagonische Formation vertreten zu sein.

v. Ihering (39) stellt die „Etage rocanéen" und die „Etage salamancanéen" auf. Letztere hat er früher „Schichten mit *Gryphaea pyrotheriorum*" genannt. Erstere ist Kreide, letztere, die einige Anklänge an die patagonische Formation zeigt, vielleicht Eocän[1]. Ihering kann sich weder Ameghino's noch Ortmann's Altersbestimmungen der Schichten anschließen.

In Scrivenor's (72) Arbeit findet sich für unser Thema nicht viel, doch ist ihr eine klare Übersichtskarte von Patagonien beigegeben.

Durch Tournouer (81) lernen wir eine Reihe exakt aufgenommener geologischer Profile kennen. Er hält die marine patagonische Formation für einheitlich. Die *Ostrea pyrotheriorum*-Schichten sind älter als sie. Sie liegen über den Dinosauriersandsteinen und unter den terrestrischen *Notostylops*-Schichten.

Weller (82) beschreibt Fossilien von Admiralty Inlet, Louis Philippe-Land, die der mittleren oder oberen Kreide angehören dürften. Er vergleicht sie mit Formen der vorderindischen Kreide.

De Angelis d'Ossat (14) untersucht die Korallen der patagonischen Formation. Sie haben teils ein eocänes, teils oligocänes, teils miocänes Gepräge, so daß sie für die Altersbestimmung nicht zu gebrauchen sind.

Nach der Seeigelfauna hält Lambert (44) die patagonische Formation für oligocän oder miocän. Von Port Pyramides[2] liegt ihm *Monophora Darwini* Des., eine Form der Paraná-Stufe, vor.

1904

berichtet v. Ihering (41) über verschiedene Faunen der patagonischen Kreide- und Tertiärformation. Wichtig ist ein Vor-

[1] Vergl. darüber weiter unten.

[2] Port Pyramides liegt an der Bahia Nueva.

kommnis der patagonischen Formation ganz nahe der Kordillere, südöstlich vom Lago Nahuel Huapi. Carmen de Patagones hat Fossilien der Paraná-Stufe, Trelew teils solche, teils suprapatagonische geliefert.

Wilckens (85) macht eine vorläufige Mitteilung über die von Hauthal gesammelten Fossilien der oberen Kreide, die er bearbeitet hat, und über deren Alter.

1905.

Wilckens (86) beschreibt die Lamellibranchiaten und Gastropoden der oberen Kreide Südpatagoniens, die Hauthal gesammelt hat. Ein Teil derselben hat senones Alter; die Schichten des *Inoceramus Steinmanni* sind älter, gehören aber auch der oberen Kreide an.

Zusammenfassung.

Es stehen sich heute in den Fragen der Geologie Patagoniens zwei Parteien gegenüber, die ihre Anschauungen trotz der gegenseitigen Angriffe festhalten: Auf der einen Seite Ortmann und (der inzwischen verstorbene) Hatcher. Sie erklären die marinen Tertiärablagerungen unter den terrestrischen Santa Cruz-Schichten für eine einheitliche Bildung untermiocänen Alters, die *Pyrotherium*-Schichten halten sie für jünger als die Santa Cruz-Formation. Auf der andern Seite stehen Ameghino und Ihering. Sie unterscheiden eine patagonische und eine suprapatagonische Stufe[1]. Die *Pyrotherium*-Schichten liegen nach ihren Angaben unter diesen Meeresabsätzen. In der Altersbestimmung weichen aber Ameghino und Ihering voneinander ab. Der erstere setzt für alle Schichten ein viel höheres Alter an als der letztere, der zwischen jenem und Ortmann in dieser Hinsicht eine mittlere Stellung einnimmt. Unsere Aufgabe wird es sein, womöglich festzustellen, welche Auffassungen hier die richtigen sind. Daneben bedürfen noch andere Fragen einer Erörterung und Beantwortung.

Ich habe mir lange überlegt, ob ich auf die geologischen

[1] In Ameghino's Schrift (13) wird p. 224 eine Liste Ihering's gegeben, in der er eine untere, mittlere und obere patagonische Formation unterscheidet. Ich weiß nicht, wo Ihering diese Einteilung begründet.



Schriften Ameghino's näher eingehen sollte, weil ich von vornherein gewiß bin, daß Ameghino jede Kritik mit den heftigsten Angriffen beantworten wird. Wenn ich mich doch dazu entschlossen habe, so geschah es, weil ich es auch gerade den südamerikanischen Fachgenossen schuldig zu sein glaubte. Ameghino's große Verdienste um die Wirbeltierpaläontologie werden ebenso dankbar anerkannt wie die Opferwilligkeit, mit der er Jahr für Jahr die Sammelexpeditionen seines Bruders ausrüstet. Mit seinen geologischen Ansichten kann ich mich aber oft nicht einverstanden erklären. Trägt mir das Ameghino's Unwillen ein, so muß ich mich damit trösten, daß es Steinmann nicht besser ergangen ist.

Die Meeresablagerungen der Kreide- und Tertiärformation in Patagonien

wollen wir nun in ihren einzelnen Stufen betrachten. Wir haben dabei Gelegenheit, ihre Verbreitung, ihre Faunen und ihr Alter zu diskutieren, und gelangen schließlich dazu, ein Bild von der geologischen Geschichte Patagoniens zu entwerfen und die Schichtenfolge festzustellen.

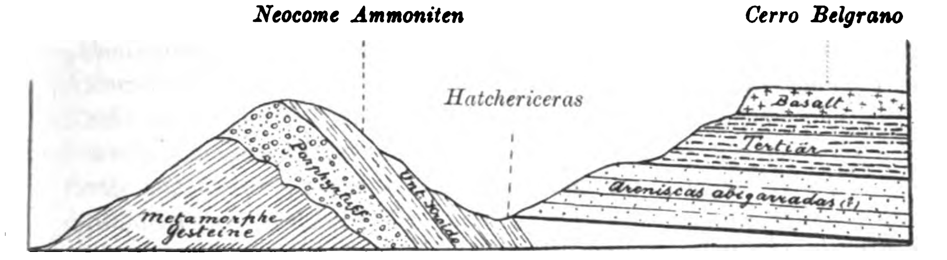
A. Die Kreideformation.

1. Die untere Kreide.

Die untersten Kreideschichten, die in Patagonien aufgeschlossen sind, liegen in der Gegend des Cerro Belgrano, wo Prof. Hauthal sie aufgefunden hat. Er schreibt darüber an Herrn Prof. Steinmann:

„Auf stark gefalteten, metamorphen, z. T. schiefrigen, quarzitischen Gesteinen im Westen liegen stark nach Osten einfallende Porphyrtuffe, und auf diesen liegen die von Kalkblöcken durchsetzten braunen, dunklen, sandigen Schichten, in denen ich die reiche Ammonitenfauna gesammelt habe. Diskordant auf diesen Schichten, deren oberster Horizont die grünlichen Sandsteine der Zone der großen *Hatchericeras* bilden, liegen dann grüne und rote Sandsteine, die areniscas abigarradas (sehr mächtig!) und darüber dann unteres Tertiär.“

Herr Prof. Hauthal erläutert die Lagerungsverhältnisse durch folgendes Profil:



Die Ammonitenfauna, die ich bis jetzt nur einer flüchtigen Durchmusterung unterziehen konnte[1], hat nach STEINMANN ein neocomes Alter. „Das Alter dieser (oben erwähnten metamorphen) Schichten, sowie das der Porphyrtuffe," schreibt HAUTHAL in dem „Compte rendu de la IXième Sess. du Congrès Géologique Internat." (p. 653), „kann, da Fossilien fehlen, nur dadurch nach oben begrenzt werden, daß die Porphyrtuffe von Neocomschichten überlagert sind; sie müssen also älter als Kreide sein. Höchstwahrscheinlich sind diese Porphyrtuffe also gleichalterig mit den von BURCKHARDT weiter im Norden nachgewiesenen[2]."

Über diesen Neocomschichten liegt nach HAUTHAL die *Hatchericeras*-Zone. *Hatchericeras* hat STANTON die Ammoniten aus den „Belgrano beds" der „Pueyrredon-Series" genannt[3], die er als nicht jünger als Gault bezeichnet, nachdem er sie früher, weil er geglaubt hatte, es käme ein *Pugnellus* darin vor, für nicht älter als Gault gehalten hatte. Die Fauna dieser Ablagerung ist durchaus eigenartig und zeigt wenig Anklänge an irgendeine andere Kreidefauna. AMEGHINO stellt sie, ohne irgendwelche Gründe anzugeben, ins Neocom und nennt sie Tarde-Stufe, nach dem Rio Tarde, der in den Lago Pueyrredon[4] fließt. Da es, wie schon bemerkt, bereits in der Pampas-Formation eine Belgrano-Stufe gibt, so ist diese Änderung des Namens berechtigt.

Wir müssen ohne weiteres eingestehen, daß unsere Kennt-

---

[1] Die genaue Beschreibung dieses Materials hoffe ich bald veröffentlichen zu können.

[2] Diese Porphyrtuffe haben ein oberjurassisches Alter.

[3] Siehe die Tabelle p. 121.

[4] Eigentlich in den Lago Pasados, der aber wieder mit dem Lago Pueyrredon in Verbindung steht.

nisse noch zu unvollkommen sind, als daß wir heute schon sagen könnten, welche Ablagerungen in anderen Teilen und namentlich im Süden der patagonischen Kordillere diesen neocomen Schichten und der Tarde-Stufe entsprechen. Im besonderen müssen wir noch darauf verzichten, diejenigen Kreideschichten mit ihnen zu parallelisieren, aus denen die von Darwin am Mt. Tarn bei Puerto del Hambre (Port Famine) gefundenen, die von White von den Inseln St. Peter und St. Paul, und die von Weller von Admiralty Inlet (Louis Philippe-Land) beschriebenen Fossilien gehören, und aus denen auch der Dana'sche *Helicerus fuegensis* stammen dürfte. d'Orbigny stellt die Fossilien vom Mt. Tarn ins Aptien, White macht keine nähere Altersangabe. Weller scheint die Versteinerungen von Admiralty Inlet der unteren oberen Kreide zuzurechnen. Ob auf das *Tubulostium*, das nach seinen Mitteilungen mit einem solchen aus der Pueyrredon-Series in dem Stanton'schen Material übereinstimmt, Wert zu legen ist, scheint mir zweifelhaft. Zudem wissen wir auch noch gar nicht, ob all diese zuletztgenannten Vorkommnisse gleichen Alters sind und ob die Cephalopodenreste, die später *Hamites elatior* Sor. genannt sind, wirklich mit dieser Form übereinstimmen. Stanton vermutet, Teile der Pueyrredon-Series möchten durch gewisse Schichten vertreten sein, die Steinmann im südlichen Patagonien gefunden hat[1]. Sicher ist dies nicht der Fall mit denjenigen Ablagerungen, die wir „Schichten des *Inoceramus Steinmanni*" genannt haben. Diese gehören vielmehr zweifellos zur

2. Oberen Kreide.

Die schiefrig-tonigen Mergelkalke, welche im südlichsten Teil der patagonischen Kordillere einen Teil der Kreideformation vertreten, erreichen nach Hauthal eine Mächtigkeit von 600—800 m und sind stark gefaltet. Die splittrig-griffelschiefrige Beschaffenheit jedes Handstückes aus diesen Schichten zeigt zur Genüge, daß diese Gesteine starken mechanischen Einwirkungen ausgesetzt gewesen sind. Unter ihr liegen noch

[1] Vergl. Wilckens, Über Fossilien der oberen Kreide Südpatagoniens. Centralbl. f. Min. etc. 1904. p. 597.

Sandsteine unbestimmten Alters und diese ruhen dann auf „kristallinen Gesteinen", womit wohl die Granite jugendlichen Alters gemeint sind, die in Form von Lakkolithen in diese Kreidesedimente eingedrungen sind[1]. Ob die *Steinmanni*-Schichten sich noch vom Lago Argentino weiter nach Norden fortsetzen, ist unbekannt, ebenso kann man nur Mutmaßungen darüber hegen, welche Sedimente ihnen im Norden vielleicht entsprechen. Sind die eben erwähnten Sandsteine, in denen sich noch keine Fossilien gefunden haben, das Äquivalent der Pueyrredon-Series? Findet sich in den San Martin-Series HATCHER's ein Äquivalent der *Steinmanni*-Schichten? Man könnte darüber nur Vermutungen aussprechen, mit denen doch nichts gewonnen wäre. — Man wolle die geologische Spezialkarte der Gegend von Ultima Esperanza von HAUTHAL und die Beschreibung der dort gefundenen Fossilien von PAULCKE[2] und mir nachsehen, aus denen man sich über die Einzelheiten der geologischen Beschaffenheit jenes Gebietes orientieren kann.

Die schwärzlichen *Steinmanni*-Schichten tauchen gegen Osten unter grünliche, glaukonitische Kalksandsteine, die in ihrem äußerlichen petrographischen Habitus den Sandsteinen der patagonischen Formation gleichen, deren obere Partien sich aber durch ihre Fossilführung als Senon zu erkennen geben. Die unteren Schichten führen reichlich Ammoniten, nach oben hin treten die Cephalopoden zurück und die *Lahillia Luisa* WILCK. wird zum Leitfossil. Woher die detritogenen Massen stammen, aus denen diese Gesteine entstanden, läßt sich schwer sagen. Das Vorhandensein von Fragmenten, die mit dem Gestein der *Steinmanni*-Schichten übereinstimmen, scheint dafür zu sprechen, daß im Gebiet der heutigen Kordillere festes Land existierte, das aus eben diesen Schichten bestand. Ob es Inseln waren oder ein Kontinent, ist gänzlich unbekannt, und wir wollen auf diese Frage um so weniger

[1] Vergl. HAUTHAL, Mitteilungen über den heutigen Stand der geologischen Erforschung Argentiniens. Compte rendu du IX. Congr. géol. internat. Vienne. 1903. p. 653—655.

[2] Vergl. p. 119, Anm. 6. PAULCKE's Arbeit über die Ammoniten ist zur Zeit der Abfassung dieser Arbeit noch nicht erschienen. Ich kann ihre Resultate daher leider nicht mit verwerten.

eingehen, als wir von der Überzeugung durchdrungen sind, daß paläogeographische Spekulationen über Gebiete, die nicht geologisch genau untersucht sind, leicht eher schädlich als nützlich sind, zumal da eine zurückhaltend ausgesprochene Vermutung des einen Autors bei dem nächsten, der sich mit der Sache beschäftigt, bereits zu einer bestimmten Behauptung zu werden pflegt.

So viel ist sicher: In der andinen Region hat untere und obere Kreide an der Auffaltung des Gebirges teilgenommen.

Welche Ablagerungen der Kreideformation treffen wir nun außer den *Luisa*-Schichten, die wir eben erwähnt haben — die nur im Westen schwach disloziert sind und endlich im Osten mit leichtem Ostfallen unter das Tertiär untertauchen —, im außerandinen Patagonien an? Den „guaranitischen Sandsteinen" und „Areniscas abigarradas" haben hier alle Autoren ohne Unterschied ein kretazeisches Alter zugeschrieben. Es ist, so viel ich weiß, keineswegs ausgemacht, daß die im nordöstlichen Argentinien usw. vorkommenden roten Sandsteine, auf welche d'Orbigny den Namen „formation guaranienne" anwandte[1], stratigraphisch denjenigen Schichten gleichzustellen sind, die man jetzt in Patagonien guaranitisch nennt. Es ist sehr wohl möglich, daß es gerade die Areniscas abigarradas sind, die jenen roten Sandsteinen und vielleicht damit zugleich den in Bolivien und dem nördlichen Argentinien verbreiteten kretazeischen roten Sandsteinen entsprechen. Einstweilen scheint es aber unbedenklich, den Namen für sie beizubehalten. Fossilfunde (es handelt sich größtenteils um Saurierreste) sind nur an einzelnen Stellen gemacht. In der Gegend des Puerto Deseado scheint die Unterlage der guaranitischen Sandsteine sichtbar zu werden: Es sind kristalline Gesteine, nach Darwin „Tonsteinporphyr". Am Ostrand der Kordillere scheint es untere Kreide zu sein. Wie weit sich dieselbe nach Osten ausdehnen mag, ist unbekannt.

Die guaranitischen Sandsteine sind, dünkt mich, kontinentale Bildungen, die Areniscas abigarradas vielleicht marin. Hatcher nennt die unterste Abteilung seiner San Martin-Series, einen 1000' mächtigen Sandsteinkomplex mariner Fazies,

[1] Es steht nicht fest, daß alle Gesteine, die d'Orbigny mit diesem Namen bezeichnete, gleichalterig sind.

mit dem letzteren Namen. Ich kann mir kein rechtes Bild von der Natur dieser Schichten machen. Ameghino wählt neuerdings für die ganze obere Kreide die Bezeichnung „Guaranitische Formation". Da Ameghino sowohl den guaranitischen Sandsteinen als auch den Areniscas abigarradas wenigstens z. T. subaerischen Ursprung zuschreibt[1], so ist mir nicht klar, warum er diese beiden Abteilungen unterscheidet. Ich glaube ferner sicher nicht, daß er imstande ist, von bestimmten Sandsteinen dieses Komplexes sicher nachzuweisen, daß sie z. B. das Äquivalent der Tarde-Schichten sind. In der Hauptsache mag aber Ameghino recht haben, wenn er nämlich ausführt[2], daß sich zu der Zeit, wo sich in der andinen Region ein Meer befand, in dem sich die Schichten der Tarde-Stufe usw. bildeten, auf einem patagonischen Festlande die guaranitischen Sandsteine ablagerten.

Ich möchte vorschlagen, den Namen „guaranitische Sandsteine" auf diese, meist lebhaft gefärbten Sandsteine und Konglomerate kontinentaler Entstehung anzuwenden. Wenn sich in ihnen Unterabteilungen schaffen lassen, etwa nach den Saurierresten, so müssen wir erst die paläontologische Grundlage dafür kennen gelernt haben. Darunter liegen die „Areniscas abigarradas". Einstweilen wissen wir über das Alter all dieser Sandsteine nur, daß sie z. T. der Kreide angehören, und daß sie nicht jünger sind als diese Formation. Ameghino gibt als ihre Unterlage am Rio Teca und Rio Genua jurassische? Sandsteine an. Aber Fossilien fehlen auch hier und wir müssen, da wir keine Formation, jedenfalls keine von bestimmbarem Alter, unter den Areniscas abigarradas kennen, zunächst einmal konstatieren, daß diese die ältesten uns bekannten Sedimente des außerandinen Patagoniens sind und daß wir nicht wissen, in welcher Epoche der Erdgeschichte ihre Bildung begonnen hat.

Da sind nun eine Menge von Möglichkeiten. Vielleicht gehören sie ganz und gar zur Kreide. Das ist ja nicht ausgeschlossen. Wenn Hauthal's Areniscas abigarradas auf dem Profil p. 129 mit den ebenso benannten Gesteinen des zentralen

---

[1] L'âge des form. séd. de Patag. p. 15.

[2] Fl. Ameghino, L'âge des form. sédimentaires de Patagonie. p. 11.

Patagoniens identisch sind, so wäre ihr Alter sogar recht gut fixiert. Oder man könnte vielleicht an festländische Bildungen denken, die sich durch lange Zeitläufte hindurch, etwa wie die des Gondwana-Kontinentes, auf einem alten patagonischen Festlande angehäuft haben. Wie die Gondwana- und Karroo-Formation kann man sich jedenfalls die guaranitischen Sandsteine entstanden denken. Aber ist es denn überhaupt ganz sicher, daß diese letzteren buchstäblich terrestrischen Ursprunges sind? Wer wollte das aus weiter Ferne und ohne Studium an Ort und Stelle entscheiden wollen, wo noch die Meinungen über die Entstehung des Buntsandsteins, der so weite Strecken deutschen Landes bedeckt, geteilt sind?

Wir müssen uns ja aber schließlich an das halten, was wir in der Literatur über die guaranitischen Sandsteine finden, und danach fassen wir sie als kontinentale Bildung auf, wofür auch das reichliche Vorkommen pflanzlicher Versteinerungen (silifiziertes Holz und Blätter) spricht.

Ihre weite Verbreitung ersehen wir aus AMEGHINO's Angaben[1]. Sie bedecken fast die Hälfte der Territorien Rio Negro und Chubut, wo sie am Oberlauf der Flüsse Negro, Limay und Neuquen, am Rio Senguel, an den Seen Musters und Colhuapi[1] in großer Ausdehnung vorkommen. Sie finden sich ferner an den Seen Viedma und San Martin und am Oberlauf des Rio Sehuen (Schehuen, Scheuën sprich: Sche-u-én), sowie an der atlantischen Küste bei Puerto Deseado[2], am Golfo de San Jorge und bei San Julian[3].

Wie gesagt, glauben wir, daß es noch nicht angängig ist, Teile der guaranitischen Sandsteine mit einzelnen Meeresablagerungen der andinen Region zu parallelisieren[4]. Ganz und gar nicht aber können wir uns AMEGHINO's Auffassung der „marinen Einlagerungen“ in den guaranitischen Sandsteinen anschließen. Wir vermuten, daß er mit Hilfe dieser die Sandsteine gegliedert hat. Diese „marinen Einlagerungen“ werden

---

[1] L'âge des formations sédimentaires de Patagonie. p. 12 ff. S. auch HATCHER, Sed. rocks. p. 94.

[2] Nach HATCHER, Sed. rocks. p. 92.

[3] Auf der angehängten Karte konnte die Verbreitung leider nicht markiert werden.

[4] Vergl. noch p. 186—188.

von IHERING manchmal[1] auch kurzweg „guaranitische Formation“ genannt. Auch die „*Pyrotherium*-Formation“ gehört dahin. Wir müssen diesen marinen Bildungen ein besonderes Kapitel widmen und, um zu einem richtigen Verständnis der Verhältnisse zu kommen, etwas weiter ausholen.

San Jorge-Stufe.
(Marine *Pyrotherium*-Schichten, *Pyrotherium*-Formation, Schichten mit *Ostrea (Gryphaea) pyrotheriorum*, Roca-Schichten, „Etage rocanéen“, „Etage salamancanéen“, „Shehuen-Stufe“.)

Im Jahre 1897 beschrieb IHERING[2] aus der „Formação do *Pyrotherium*“, d. h. einer mit Ablagerungen, die Reste des *Pyrotherium*[3] enthalten, innig verbundenen marinen Schicht, zwei Fossilien, die *Ostrea pyrotheriorum* n. sp. und *Potamides patagonensis* n. sp. Er führt außerdem daraus eine *Astarte* sp. an. Die *Ostrea* stammt vom Golfo de San Jorge[4], der *Potamides* von „Sehuen ark“[5]; der Fundort der *Astarte* sp. wird nicht angegeben. AMEGHINO hatte bis dahin die Schichten mit *Pyrotherium* in die Kreide gestellt (er tut es noch), diese marine *Pyrotherium*-Formation rechnet IHERING ins Tertiär. Auch 1899 bezeichnet er sie als Untereocän.

1899 beschreibt dann IHERING die *Ostrea guaranitica* n. sp.[6], die, wie AMEGHINO im „Suplemento“ zur „Sinopsis geologico-palaeontologica“ mitteilt, im „Piso Sehuense“ liegt. „Im Tal des Sehuen,“ schreibt AMEGHINO l. c., „kommt eine kleine Auster vor, die *Amphidonta* und *Exogyra* nahesteht, die *Ostrea guaranitica* v. IH. Die Wirbeltiere dieser Schichten haben durchaus mesozoischen Charakter.“ „En el Rio Negro,“ heißt

---

[1] So in der „Historia de las Ostras Argentinas“.

[2] Os molluscos dos terrenos terciarios de Patagonia. Rev. Mus. Paulista. **2**. 314 ff.

[3] Über *Pyrotherium* s. p. 116 Anm. 2.

[4] Die Angabe ist sehr ungenau. Der Golfo de San Jorge erstreckt sich über zwei Breitengrade.

[5] Vielleicht Druckfehler für Sehuen-Aiken am oberen Chalia?

[6] Abgebildet ist die *Ostrea guaranitica* erst 1900 in: F. AMEGHINO, L'âge des formations sédimentaires de Patagonie. Ann. Soc. Cient. Arg. **50**. 165. (Separatum p. 44.)

es dann weiter, „la misma formación marina preséntase á descubierto en Fuerte Roca, y vuelve á mostrarse con un gran desarollo sobre los rios Limay y Pichi-Picun-Leufú como tambien sobre las márgenes del Collon-Curá.“ Ameghino parallelisiert also 1899 die (zuerst von Roth 1898 erwähnte) marine Ablagerung von Roca mit der die *O. guaranitica* führenden Ablagerung am oberen Rio Sehuen (Chalia). Wir werden sehen, daß er damit einen guten Griff getan hat. Daß diese Roca-Schicht eine so große Ausdehnung noch am Limay und Pichi-Picun-Leufú gewinnt, ist allerdings sonst nicht bestätigt. Ameghino's Notiz wird

Burckhardt kaum zu Gesichte gekommen sein, der 1901 die Fauna von Roca beschreibt. Er vergleicht die Formen teils mit solchen der oberen Kreide Vorderindiens, namentlich der Ariyalur-Group, teils mit solchen der brasilianischen Kreide, und bezeichnet das Alter der Fauna als senonisch oder dänisch.

1902 beschreibt Ihering[1]

1. *Gryphaea concors* aus der „guaranitischen Formation“ vom Valle Alsina (Territorium Chubut), Malaspina (am Golfo de S. Jorge) und von einem Fundpunkt westlich vom Rio Chico (Nebenfluß des Rio Chubut). Die Exemplare von letzterer Lokalität nennt er „var. *rostrigera*“. Er sagt, daß diese Art „intimamente ligada“ mit der *Ostrea pyrotheriorum* ist.

2. *O. Ameghinoi* aus der „*Pyrotherium*-Formation“ vom Rio Chico, Nebenfluß des Chubut.

3. Die *O. pyrotheriorum* wird in dieser Arbeit als „*Gryphaea (Amphidonta)*“ aufgeführt. Sie soll die untere Abteilung der guaranitischen Formation, die marinen Ablagerungen der *Pyrotherium*-Formation, charakterisieren. Ihering hat diese Auster jetzt auch von den Mamelones (Tetas) de Pineda[2] am Golfo de S. Jorge.

4. *Ostrea guaranitica*[3] charakterisiert die „Sehuen-“ oder obere Stufe der „guaranitischen Formation“. Diese Art ähnelt

---

[1] Historia de los ostras argentinas. An. Mus. Nac. de Buenos Aires. 7. 109 ff.

[2] oder Pinedo.

[3] Sie ist nur bei Par-aik am Rio Scheuen gefunden. Ihering, Moll. des terr. crét. sup. etc. p. 224.

gewissen Exogyren, doch ist der Wirbel nicht bei allen Exemplaren eingerollt, sondern bei manchen gerade und einfach.

Diese vier Fossilien hat Ihering von F. Ameghino erhalten, der sie wieder seinem Bruder Carlos verdankt. Die Angabe der Schicht, aus der sie stammen, geht also auf Carlos Ameghino zurück.

Die Austern finden sich nur in der „*Pyrotherium*- oder guaranitischen Formation“, und zwar in folgender Verteilung

Alter		
Unter-Eocän	Guaranitische oder *Pyrotherium*-Formation	Obere Abteilung (Sehuen-Stufe) mit *Ostrea guaranitica*
		Untere Abteilung mit *Gryphaea pyrotheriorum*

Für *Gryphaea concors*, *G. c.* var. *rostrigera* und *Ostrea Ameghinoi* wird das genaue Lager nicht angegeben.

Im selben Jahre teilt Ihering dann noch mit, daß er eine weitere Sammlung Fossilien aus den *Pyrotherium*-Schichten des Rio Chico (Nebenfluß des Chubut) und vom Golfo de S. Jorge erhalten hat[1]. Es kommen hier vor: *Gryphaea concors* Ih., *Gr. pyrotheriorum*, *Ostrea Ameghinoi*, *Cardita patagonica* var., *Rhynchonella plicigera* Ih. (letztere beiden kommen auch in der patagonischen Formation vor), ferner *Bouchardia patagonica*, *Turritella malaspina*, *Struthiolaria striatissima*, *Rostellaria Cossmanni*.

Die neuen unter diesen Arten werden dann 1903 von Ihering beschrieben[2]. Die „*Struthiolaria*“ *striatissima* wird jetzt *Rostellaria*, die *Cardita* „*C. palaeopatagonica*“ genannt. Die 1897 erwähnte *Astarte* sp. hält Ihering jetzt eher für eine *Corbula*. Der *Rhynchonella plicigera* wird nicht Erwähnung getan. Zu den genannten Arten kommen noch die folgenden:

Exogyra callophylla Ih.
Ostrea rionegrensis Ih.
„ *hemisphaerica* d'Orb.
Chlamys salamanca Ih.
Cytherea chalcedonica Ih.
Diplodon colhuapensis Ih.
Turritella Ameghinoi Ih.
„ *chilensis* Sow.
Rostellaria chubutensis Ih.

---

[1] On the molluscan fauna of the Patagonian tertiary. Proc. Am. Phil. Soc. **41**. No. 169. p. 137.

[2] Les mollusques des terrains crétaciques supérieurs de l'Argentine orientale. An. Mus. Nac. Buenos Aires. **9**. 193 ff.

Die Schichten, aus denen diese Versteinerungen stammen, nennt IHERING nach dem einen der Fundorte, dem Pico Salamanca (Salamanca Pik) am Golfo de San Jorge „Etage salamancanéen". Er sagt, er habe diese Schichten vorher „formation de l'*Ostrea* ou *Gryphaea pyrotheriorum*" genannt. Das stimmt nicht ganz. Er hat meist einfach die Bezeichnung „*Pyrotherium*-Formation" (formación del *Pyrotherium*, formação do *Pyrotherium*) oder „formación *guaranitica*" gebraucht.

Außer dieser Salamanca-Fauna beschreibt IHERING in derselben Schrift auch weitere Fossilien von Roca (am Rio Negro) und stellt für die Schichten von diesem Fundort den Namen „Etage rocanéen" auf.

Noch ehe aber diese Arbeit des Direktors des Museu Paulista erschien, publizierte JOHS. BÖHM eine kleine Mitteilung[1] über die von BURCKHARDT bei Roca gesammelten Versteinerungen. BURCKHARDT's Namen werden meist eliminiert und soweit sich BÖHM's neue Namen auf abgebildete Arten beziehen, haben sie vor denen IHERING's Prioritätsrechte. Ich habe auf der nebenstehenden Tabelle die Fossilien, die BURCKHARDT, J. BÖHM und IHERING von Roca namhaft machen, zusammengestellt. Man ersieht aus derselben die Synonyma. Eine Revision der Liste an anderer Stelle vorzunehmen, behalte ich mir vor.

J. BÖHM glaubt, daß bei Roca verschiedene Horizonte vertreten sind, 1. Kreide, 2. Eocän, 3. Miocän.

Anders IHERING. Er rechnet das „Rocanéen" zur oberen Kreide, das „Salamancanéen" ist etwas jünger, seine Fauna zeigt nahe Beziehungen zur Roca-Fauna, aber auch solche zu der der patagonischen Formation. Wie der Titel der ganzen Abhandlung zeigt, rechnet IHERING auch diese Etage zur oberen Kreide. Ganz am Schluß seiner Arbeit stellt er sie aber wieder ins Eocän; er will damit jedenfalls zum Ausdruck bringen, daß ihr Alter noch ungewiß ist.

In der Arbeit „Nuevas observaciones sobre moluscos cretáceos y terciarios de Patagonia" von IHERING[2] findet sich noch die Beschreibung dreier weiterer Roca-Fossilien.

[1] Fossilien von General ROCA. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1903, Prot. d. Junisitzung.

[2] Rev. del Mus. de La Plata. 11. 227 ff.

Fossile Fauna von Roca.

Name bei BURCKHARDT 1901	Name bei J. BÖHM 1903	Name bei v. IHERING 1903 und 1904
Hemiaster pullus STOL. „ aff. *cristatus* STOL.	*Linthia Joannis Böhmi* OPPENH.	
Nautilus Bouchardianus D'ORB. var. STOL.		*Nautilus Valenciennii* HUPÉ
		Nautilus Romeroi
Cantharidus aff. *striolatus* STOL.		
Turritella aff. *Sylviana* HARTT	*Turritella Döringi*	*Turritella Burckhardti*
Turritella affinis MÜLLER		
Turritella multistriata REUSS		„ aff. *multistriata* REUSS
		Pseudotylostoma Romeroi
		Rostellaria patagonensis
	Rostellaria sp.	
	Aporrhais Rocai	
		„ *Rothi*
	Calyptraea aperta SOL.	
	Scalaria (Crossea) Steinmanni	
Ostrea aff. *Bomilcaris* COQ.	*Ostrea Ameghinoi*	*Ostrea rocana*
Gryphaea aff. *Pitcheri* MORT.	*Gryphaea Rothi*	*Gryphaea rocana*
Gryphaea vesicularis LAM.	„ *Burckhardti*	
Exogyra aff. *lateralis* NILSS.		*Exogyra callophylla*
Cardita Morganiana RATHB.	*Cardita Iheringi* „ *Burmeisteri*	*Cardita Burckhardti*
Dosinia brasiliensis WHITE		*Dosinia* aff. *brasiliensis* WHITE
		Ostrea hemisphaerica D'ORB.
		Ostrea rionegrensis
		Cucullaea rocana
		Modiola rionegrensis

Es erübrigt nun noch, festzustellen, wo AMEGHINO diese Etagen in sein Formationsschema einreiht. Er betrachtet die *Pyrotherium*-Schichten, sowohl die terrestrischen als auch die marinen, als Kreide. 1902 stellt er[1] die untere Sehuen-Stufe mit *Ostrea guaranitica*, *O. Ameghinoi*, *Potamides patagonensis*, *Astarte*[2], *Melania*[2] als unteres Danien den terrestrischen *Pyrotherium*-Schichten als Äquivalent zur Seite, während er die Schichten mit „*Amphidonta*" *pyrotheriorum*, *A. concors*, *Bouchardia patagonica*, *Struthiolaria*[2] *densestriata*, *Turritella malaspina* als Äquivalent des „Notostylopéen" ins Cenoman stellt. Noch tiefer, ins Untere Cenoman, kommen die Schichten von Roca. Was also von IHERING als „Salamanca-Stufe" zusammengefaßt und in die obere Kreide, event. ins Eocän, gestellt wird, das betrachtet AMEGHINO zum Teil als Danien, zum Teil als Cenoman! Man sieht nicht recht ein, worauf sich AMEGHINO für solche Altersbestimmung stützt und welche Ideen ihn dabei leiten. Beweise liefert AMEGHINO für seine Auffassung nicht[3].

Ich würde nicht mit so großer Weitschweifigkeit auf die vorstehenden Einzelheiten eingegangen sein, wenn nicht HATCHER und ORTMANN in ihren Schriften mit der größten Skepsis von den *Pyrotherium*-Schichten sprächen. HATCHER ist ihnen nämlich auf seinen Expeditionen in Patagonien nirgends begegnet. Er vermutet (und ORTMANN folgt ihm darin), daß die *Pyrotherium*-Schichten ganz jung, jünger als die patagonische Formation seien. Ja, sie haben sogar gesagt, die *Ostrea pyrotheriorum* sei ein anormales Exemplar von *Ostrea*

[1] In „Cuadro sinoptico" etc. An. Mus. Nac. Buen. Air. 8. 1—12.

[2] Diese Bestimmungen sind unrichtig (s. oben). Wenn *Struthiolaria* richtig wäre, hätte AMEGHINO die Ablagerung um so weniger ins Cenoman stellen dürfen. Eine *Melania* nennt IHERING, AMEGHINO's Gewährsmann für die marinen Versteinerungen Patagoniens, nur in der „Descripcion de la *Ostrea guaranitica*", später nie wieder. Es handelt sich wohl um eine der anderen Schnecken.

[3] Wahrscheinlich hat AMEGHINO es so gemacht: Er konnte verschiedene Säugetierfaunen unterscheiden, eine mit *Pyrotherium*, eine mit *Notostylops* usw. Die Schichten, welche dieselben enthielten, waren eng mit marinen Ablagerungen verknüpft. Indem er nun die Schichten mit den Säugetieren nach dem Charakter der letzteren nach dem Alter ordnete, erhielt er auch eine Reihenfolge für die marinen Schichten, und da er die

patagonica[1]. Man kann es AMEGHINO und IHERING nicht verdenken, wenn sie sich gegen solche Vermutungen mit aller Entschiedenheit sträuben. Den Nachweis, daß am Lago Colhuapi unter einer Landbildung mit *Notostylops*, die wieder unter der patagonischen Formation liegt, *Ostrea pyrotheriorum* vorkommt, verdanken wir TOURNOUER. AMEGHINO hätte seiner Auffassung von dem Altersverhältnis der *Pyrotherium*-Schichten zur patagonischen Formation schon früher Geltung verschaffen können, wenn er einmal exakte geologische Daten, Profile und Beschreibungen veröffentlicht hätte. Er hat dies aber, um nicht die von seinem Bruder ausgebeuteten Fossilfundplätze zu verraten, unterlassen. Vielleicht ist es auch anderen Lesern der HATCHER'schen und ORTMANN'schen Schriften gegangen wie mir: ich argwöhnte schließlich, es gäbe in Wahrheit gar keine *Ostrea pyrotheriorum*, keine *Pyrotherium*-Formation, ja vielleicht sogar kein *Pyrotherium*. Sie sind aber alle drei vorhanden.

Mir steht eine Kollektion von Roca-Fossilien zur Verfügung, die Herr SANTIAGO ROTH gesammelt hat. Ohne auf paläontologische Details einzugehen, die ich an anderer Stelle zu erörtern gedenke, möchte ich hier hervorheben, daß unter diesen Fossilien von Roca außer den 3 Arten:

Exogyra callophylla
Ostrea rionegrensis
„ *hemisphaerica*[2],

die IHERING als gemeinsam angibt, noch folgende Formen der Salamanca-Stufe vorhanden sind:

Chlamys salamanca — *Cardita palaeopatagonica*
Gryphaea rostrigera — *Rostellaria Cossmanni*

und noch eine der beiden anderen Rostellarien[3].

Pyrotherium-Stufe s. s. als obere Kreide betrachtete, kamen die älteren bis ins Cenoman hinunter. Wie die Verhältnisse wirklich liegen, werden wir unten zeigen.

[1] Allerdings versteht AMEGHINO ORTMANN falsch, wenn er meint, dieser habe gesagt, es handle sich um absichtlich ausgesuchte anormale Exemplare von *Ostrea patagonica*. ORTMANN sagt nur, daß die Stücke wohl wegen ihrer auffallenden Gestalt aufgesammelt seien.

[2] Diese Bestimmung halte ich für unsicher. Die Abbildung bei IHERING ist aber zu schlecht, um darüber zu urteilen.

[3] Ich vermute, daß *Rostellaria striatissima* und *R. chubutensis* identisch sind.

Damit haben die „Etage rocanéen“ und die „Etage salamancanéen“ 8 Arten gemeinsam, ein hoher Prozentsatz bei der bis jetzt bekannten geringen Artenzahl der Salamanca-Stufe. Es folgt hieraus:

Roca-Stufe und Salamanca-Stufe sind gleichalterige Ablagerungen.

Noch deutlicher wird dies, wenn wir die Faunen der einzelnen Fundpunkte der Salamanca-Stufe zusammenstellen. Es haben geliefert:

Rio Chico (Nebenfluß des Chubut):

Gryphaea rostrigera
Exogyra callophylla
Ostrea Ameghinoi
Cardita palaeopatagonica
Turritella Ameghinoi
Rostellaria Cossmanni
„ *striatissima*
„ *chubutensis.*

Alsina:

Gryphaea concors.

Malaspina:

Gryphaea rostrigera
Ostrea Ameghinoi
„ *rionegrensis*
Turritella malaspina
„ *chilensis.*

Pico Salamanca:

Bouchardia patagonica
Exogyra callophylla
Ostrea rionegrensis
Ostrea hemisphaerica
Chlamys salamanca.

Lago Colhuapi:

Cytherea chalcedonica
Diplodon colhuapensis
Ostrea pyrotheriorum[1].

Mamelones (Tetas) de Pineda:

Ostrea pyrotheriorum.

Diese Zusammenstellung ist insofern sehr lehrreich, als sie zeigt, daß auch die Faunen dieser Fundorte, die Ihering doch alle zu der einen „Etage salamancanéen“ rechnet, verschiedene Zusammensetzung haben, daß immer nur einzelne Formen je 2 oder 3 Fundorten, keine aber allen gemeinsam

[1] Daß diese Auster am Lago Colhuapi vorkommt, schließe ich daraus, daß Ihering schreibt: *Cytherea chalcedonica* käme dort in den „Couches à *Ostrea pyrotheriorum*“ vor. Auch Tournouer erwähnt diese Muschel aus jener Gegend. Auffallend ist, daß der *Potamides patagonensis* nie wieder erwähnt wird.

ist. Wenn das aber gleichwohl alles gleichalterige Ablagerungen sind — wozu dann noch diejenigen mit *Ostrea guaranitica* aus dem Tale des Sehuen kämen[1] (und ich stimme IHERING bei, wenn er sie für gleichalterig erklärt) —, so sind die Roca-Schichten, die 8 Arten mit der Salamanca-Stufe gemeinsam haben, erst recht gleichalterig mit dieser. Unterschiede in der Roca- und Salamanca-Fauna erklären sich unschwer aus der beträchtlichen Entfernung der Fundorte[2]. Sie beträgt von Roca bis zum Pico Salamanca 720 km.

Und AMEGHINO rechnet von diesen gleichalterigen Faunen die eine ins Danien, die andere ins Cenoman!

Aber das Studium der ROTH'schen Sammlung von Roca-Fossilien ergab noch ein überraschenderes Resultat:

Bei Roca kommen mehrere Formen vor, die sich auch in den Schichten der *Lahillia Luisa* in Südpatagonien finden. Die Roca- und Salamanca-Schichten des nördlichen und mittleren Patagoniens sind gleichalterig mit den südpatagonischen „Schichten der *Lahillia Luisa*".

Die Zahl der Arten, welche Roca und die Gegend des Seno de la Ultima Esperanza gemeinsam haben, ist allerdings nicht groß, es sind folgende:

Panopaea inferior
Aporrhais gregaria
Struthiolariopsis? tumida

sowie vielleicht noch eine *Nucula*[3].

Diese Anzahl genügt aber vollkommen, um die Äquivalenz der Ablagerungen darzutun[4]. Es sind dabei die große Ent-

---

[1] Dies sage ich, nicht IHERING.

[2] Mir liegen auch noch verschiedene Austern von Roca vor. Diese Muschelgruppe zeigt in diesen Schichten große Mannigfaltigkeit. Aus diesem Grunde halte ich es auch für sehr gut möglich, ja wahrscheinlich, daß die *Ostrea guaranitica* ebenfalls den Roca-Salamanca-Schichten angehört. AMEGHINO sagt ja, wie oben angeführt, selbst, daß die Schichten des Rio Sehuén auch bei Roca vorkommen und führt aus der Sehuén-Stufe auf dem „Cuadro sinoptico" mit *O. guaranitica* auch *O. Ameghinoi* etc. an.

[3] Kurioserweise kommen auch in den *Luisa*-Schichten Versteinerungen vor, die aus einer chalcedonartigen Masse bestehen, wie die *Cytherea chalcedonica* vom Lago Colhuapí.

[4] Erst die Untersuchung der Roca-Fossilien ließ mich die Identität einiger Formen der beiden Ablagerungen erkennen. Gerade diese Fossilien sind teils von v. IHERING nicht beschrieben, teils ungenügend abgebildet.

fernung und die ganz abweichenden faziellen Verhältnisse zu berücksichtigen. Wir kennen ja auch die Roca-Salamanca-Fauna noch nicht genau; spätere Funde werden vielleicht die Zahl der gemeinsamen Arten erhöhen[1].

Das Alter der Roca-Schichten ist damit gegeben, es ist kretazeisch. Auch in ihrer Fauna selbst finden sich dafür noch Belege. So liegt mir von Roca eine ziemlich große Trigonien-Art vor, auch die Gryphaeen sprechen dafür, und Ameghino teilt mit, daß sich bei Roca ein Ammonit gefunden habe[2]. Es liegt für uns kein Anlaß vor, an der Richtigkeit dieser Angabe zu zweifeln. Allerdings wäre es äußerst wünschenswert, über diesen Ammoniten[3] etwas Näheres zu erfahren[4]!

Direkt über den *Luisa*-Schichten liegen am Cerro Cazador und an der Sierra Dorotea mürbe Sandsteine, welche Austern führen, die offenbar solchen der Roca-Salamanca-Schichten, speziell der *Ostrea Ameghinoi*, nahe verwandt sind. Ich hoffe diese Fossilien demnächst beschreiben und abbilden zu können. Auch darin sehe ich einen Beweis für die Gleichalterigkeit der beiden Ablagerungen. Festzuhalten ist aber, daß es sich um verschiedene Fazies handelt. Man denke z. B. an die Quiriquina-Schichten, um ein naheliegendes Beispiel aus Südamerika zu wählen. Unter all den vielen, vielen Fossilien, die man dort gesammelt hat, hat sich nur ein einziger Austernrest, ein kleiner Deckel einer *Gryphaea* (?) oder etwas Derartiges[5] gefunden. Und doch haben selbstverständlich zu derselben Zeit, wo sich die Quiriquina-Schichten absetzten, anderswo im Weltmeere Austern gelebt. In den *Luisa*-Schichten kommen eigentliche Austern nicht vor; erst in ihrem Hangenden treten sie auf; bei Roca usw. haben wir es da-

---

[1] So findet sich z. B. bei Roca eine kleine Crepidulide, wie sie ähnlich in den *Luisa*-Schichten von Bagnales vorkommt.

[2] L'âge des form. séd. de Pal. p. 207.

[3] Ameghino bezeichnet ihn (L'âge des formations sédimentaires de Pal. p. 230) als „*Hatchericeras?*" Auf diese Bestimmung gebe ich nichts.

[4] Dünnschliffe des Roca-Gesteines ergaben leider nicht das Vorhandensein einer Foraminiferen- oder sonstigen zu Altersbestimmungen verwendbaren Mikrofauna.

[5] Siehe Wilckens, Revision der Fauna der Quiriquina-Schichten. Taf. XIX Fig. 3.

gegen mit einer mergeligen Fazies zu tun, in der verschiedene Ostreen in großer Individuenzahl gediehen.

Über die kontinentalen „guaranitischen Sandsteine“ transgredierte, so denken wir uns den Vorgang, das Meer der jüngsten Kreidezeit und seine Ablagerungen finden sich durch ganz Patagonien, vom Rio Negro bis zum Seno de la Ultima Esperanza in vereinzelten Vorkommnissen. Dies sporadische Auftreten können wir uns auf zweierlei Art erklären: Entweder durch die Annahme, daß wir infolge des Mangels an Aufschlüssen oder, weil die geologischen Forschungen noch nicht weit genug fortgeschritten sind, von der Verbreitung der außerandinen patagonischen oberen Kreide noch nicht die richtige Kenntnis haben. Oder aber wir können annehmen — und dem stehen ebensowenig positive Daten im Wege —, daß im Laufe der folgenden erdgeschichtlichen Epochen im Wechsel der Transgressionen und Regressionen der größte Teil dieser Ablagerungen wieder abgetragen ist und nur vereinzelte Partien von ihnen durch glückliche Umstände erhalten sind. Natürlich liegt auch kein Widerspruch darin, beide Annahmen zugleich für wahrscheinlich zu halten: Vielleicht lernen wir noch weitere Vorkommnisse dieser Schichten kennen, aber sie bilden doch nicht mehr eine zusammenhängende Decke unter den tertiären und quartären Bildungen Patagoniens. Das halte ich für das Wahrscheinlichste.

Wir nennen diese Ablagerung, die eine Transgression des jüngsten Kreidemeeres im außerandinen Patagonien über den Bildungen einer langen Festlandsperiode erzeugte, die San Jorge-Stufe[1]. Zu ihr gehören die Schichten der *Lahillia*

[1] Wir hätten einen anderen Namen gewählt, wenn nicht bereits alle Bezeichnungen der Gobernacionen etc. vergeben wären. Es gibt eine Chubut-, eine Santa Cruz-, eine Rio Negro-Stufe, eine patagonische, eine tehuelchische, eine araukanische Formation usw. „Chico-Formation“ wäre unmöglich gewesen wegen der gleichnamigen in Kalifornien. So mag diese oberkretazeische Ablagerung nach dem Golfo de San Jorge benannt sein, wo sie an mehreren Stellen vorkommt, die räumlich in der Mitte zwischen den nördlichsten und südlichsten Fundorten liegen. Daß am Golfo de San Jorge auch andere Formationen auftreten, schließt den Gebrauch dieses Namens nicht aus. Wir dürften sonst auch nicht von patagonischer, tehuelchischer, Santa Cruz-Formation reden. Die latinisierte Bezeichnung für unsere neue Stufe wäre „Georgium“.

Luisa, die Roca- und Salamanca-Stufe und damit alles das, was wir in der Überschrift zu diesem Kapitel namhaft gemacht haben, also namentlich auch die (marine) *Pyrotherium*-Formation. Die Ausdehnung der San Jorge-Stufe ist beträchtlich. Sie erstreckt sich von der atlantischen Küste, wo sie am Golfo de San Jorge zutage tritt — weiter südlich wird die Basis des Tertiär bei dem allgemeinen Südostfallen der Schichten nicht sichtbar — bis zum Fuß der Cordillere (Rio Chico, Nebenfluß des Chubut), und von Roca am Rio Negro bis zur Sierra Dorotea im südlichsten Patagonien[1]. Einige Zahlen werden hiervon einen deutlicheren Begriff geben. Es beträgt die Entfernung von

Roca zum Salamanca Pik	720	km
Rio Chico zum Salamanca Pik	450	„
Cerro Cazador (*Luisa*-Schichten) zum Salamanca Pik	690	„
„ „ „ „ L. Colhuapi	660	„
„ „ „ „ Shehuen[2]	ca. 180	„

Zum Vergleich sei angeführt, daß die Luftlinie Straßburg—Breslau ca. 700 km lang ist, von Bremen nach Karlsruhe (Luftlinie) sind 450 km, von Basel nach Stuttgart 180.

Ob nun die San Jorge-Stufe ins Senon gehört oder noch in die dänische Stufe reicht, ist für das Wesen ihres Vorkommens eine völlig müßige Frage. Wir wissen, daß das Kreidemeer, nachdem im Turon Regressionen eingetreten waren, im Senon wieder an Ausdehnung gewann. Es überflutete hierbei viele Gebiete, die von der sogenannten cenomanen Transgression nicht berührt waren. Es möge nur an die Quiriquina-Schichten und an die „Variyalur group“ des Pondicherry-Distriktes in Vorderindien erinnert werden. In dieses Bild paßt die Vorstellung, die wir hier zum Ausdruck gebracht haben, vorzüglich[3].

---

[1] Die Verbreitung der San Jorge-Stufe ist auf der angehängten Karte angedeutet.

[2] Bei Manantial.

[3] Wir kommen damit zu anderen Ergebnissen über die geographischen Verhältnisse Südamerikas zur jüngsten Kreidezeit, als sie von anderer Seite bei der Untersuchung der Roca-Fossilien gewonnen sind. Nach unserer Ansicht war dort, wo sich die Roca-Ablagerung bildete, nicht eine südliche Bucht eines großen Meeres, die in einen patagonischen Kontinent einschnitt, sondern das ganze außerandine (auch das andine?) Patagonien war vom

Es liegt in den tektonischen Verhältnissen Patagoniens, daß die San Jorge-Stufe im Norden auch an der atlantischen Küste, in der Gobernacion de Santa Cruz aber nur am Kordillerenrande hervortritt. Es ist dies a priori zu erwarten, da die Sedimente des außerandinen Patagoniens durchweg östlich und südöstlich einfallen. Sie fallen von der Kordillere weg. So heben sich die *Lahillia Luisa*-Schichten in den Vorbergen der Kordillere heraus und tauchen ostwärts unter das Tertiär, das sie bedeckt.

B. Die Tertiärformation.

Ablagerungen zwischen der San Jorge-Stufe und der patagonischen Molasse.

Ameghino spricht[1] von einem allmählichen Übergang der Kreide ins Tertiär, der sich in Patagonien verfolgen ließe, Ihering[2] von einem „allmählichen Übergang der Kreidefauna in diejenige der patagonischen Formation", und Hauthal sagt[3], er habe im südwestlichen Patagonien im Gegensatz zu Steinmann keine Diskordanz zwischen Kreide und Tertiär beobachten können. — Der Schnitt zwischen Kreide- und Tertiärformation ist einer der schärfsten, den die ganze Erdgeschichte aufweist. Hier klafft eine Lücke in unserer Kenntnis des Entwicklungsganges unseres Planeten, die bisher unüberbrückt ist. Alle Versuche, sie zu schließen, sind mißlungen: Wir kennen keine Meeresablagerungen, die dem Hiatus zwischen diesen beiden Perioden entsprechen. Mit der größten Freude müßte es daher die Geologie begrüßen, wenn sich in Pata-

Meere bedeckt (ich muß mich wiederholen), und wo im Norden der Kontinent, den es bespülte, begann, das wissen wir heute noch nicht. Dies Meer der San Jorge-Stufe braucht auch, wenn seine Ablagerungen faunistische Beziehungen zu denjenigen von Pernambuco zeigen, nicht quer über Land mit den brasilianischen Meeren in Verbindung gestanden zu haben, sondern kann das auch auf dem Wege des heutigen Atlantischen Ozeans. Denn so lange dafür alle Beweise fehlen, müssen wir darauf verzichten, uns vorzustellen, daß sich zur Zeit der oberen Kreide der Atlantische Ozean „von Brasilien nach Westen bis an die Kordillere erstreckte". Was heißt zudem „Brasilien"? Brasilien ist groß!

[1] L'âge des form. séd. de Pat. p. 79 ff.

[2] Les mollusques des terrains crétaciques supérieurs de l'Argentine orientale. p. 225.

[3] Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **50**. 436.

gonien ein Land fände, wo solche Sedimente vorhanden wären. Allein das ist leider nicht der Fall. **Es gibt in Patagonien keine Übergangsschichten Kreide—Tertiär in mariner Fazies**, es gibt vielmehr Beweise, daß sich das marine patagonische Tertiär diskordant über verschiedene Formationen lagert.

Über den Schichten der oberen Kreide, von denen das vorige Kapitel handelt, treffen wir als Horizonte gesicherten tertiären Alters zuerst die patagonische Formation, die Magellanian beds, die Santa Cruz-Formation und wie man sonst diese Bildungen genannt hat. Ich habe selbst schon in meinen paläontologischen Arbeiten[1] darauf hingewiesen, daß sowohl die Schichten der *Lahillia (Amathusia) Luisa* als auch selbst die Quiriquina-Schichten faunistische Beziehungen zur patagonischen Formation zeigen, Ihering hat von seiner „Salamanca"-Fauna dasselbe gesagt; aber das sind doch nicht wirkliche allmähliche Übergänge in stratigraphischem Sinne.

Vorerst müssen wir aber noch auf jene an Säugetieren reichen Ablagerungen eingehen, die Ameghino als „subaerisch-limnische" Äquivalente derjenigen Meeresabsätze auffaßt, deren Einheitlichkeit und Gleichalterigkeit zu beweisen wir im letzten Kapitel versucht haben. Wohin gehören die „*Pyrotherium*-Schichten" im eigentlichen Sinne des Wortes? Welche Stelle in der Skala der erdgeschichtlichen Epochen gebührt der *Astraponotus*-, der *Notostylops*-Stufe? Wir finden auf Ameghino's Tabelle[2]:

Pyrothéréen	Séhuénéen. Couches guaraniennes supérieures du Rio Sehuen etc. Contenant *Ostrea guaranitica, O. Ameghinoi* etc.
Astraponotéen	—
Notostylopéen sup. et inf. . .	—
„ basal	Couches marines correspondantes avec *Amphidonta pyrotheriorum* etc.
Péhuenchéen	Couches marines de Roca etc.

[1] Revision der Fauna der Quiriquina-Schichten. p. 284. Lam., Gastr. d. ob. Kreide Südpat. p. 61—63. Ich benutze die Gelegenheit, eine Ungenauigkeit im Ausdruck zu korrigieren, deren ich mich in der letzteren Arbeit p. 151 schuldig gemacht habe. Es soll dort heißen: „Schon das Vorkommen . . . . . beweist, daß die Schichten der *Amathusia Luisa* der Kreide, nicht dem Tertiär, angehören."

[2] L'âge des form. séd. de Pat. p. 230.

Sind, weil die „Couches marines de Roca“, die „Couches avec *Amphidonta pyrotheriorum*“ und das „Séhuénéen“ gleichalterig sind, auch etwa die anderen fünf Stufen Bildungen einer Epoche? Keineswegs. AMEGHINO's Fossillisten[1] und seine Auseinandersetzungen[2] tun dar, daß die Faunen dieser Schichten mehr oder weniger verschieden und zweifellos ungleichalterig sind. Ich kann nicht beurteilen, wie nahe diejenigen Formen, die AMEGHINO durch Pro-, Par-, Eu-, Pseud- usw. von einer Reihe von Gattungen unterscheidet, eben diesen Gattungen stehen. Aber selbst, wenn ich annehme, daß ein *Parapyrotherium* von einem *Propyrotherium* und dieses von einem *Pyrotherium* ganz verschieden ist, daß ein *Notostylops*, ein *Catastylops*, ein *Pliostylops*, ein *Acrostylops*, ein *Homalostylops*, ein *Coelostylops*, ein *Tonostylops*, ein *Isostylops*, ein *Pantastylops*, ein *Eostylops*, ein *Entelostylops*, ein *Microstylops*[3] wirklich so verschiedene Tiere sind, daß man sie als getrennte Gattungen betrachten muß, ich sage, selbst dann sind die Beziehungen, die zwischen diesen verschiedenen Faunen herrschen, immerhin noch so nahe, daß sie einer Periode der Erdgeschichte angehören müssen. Das hat AMEGHINO auch dadurch zum Ausdruck gebracht, daß er all diese Stufen in die obere Kreide stellt. Die Verschiedenheit der Faunen ist aber wohl zu groß, als daß man sie nur auf räumliche, horizontale Entfernung der Fundorte zurückführen könnte.

Wie soll man sich nun die Verbindung mit den marinen Äquivalenten denken? Hat wirklich so oft eine Meerestransgression stattgefunden, die immer marine Schichten mit den terrestrischen Bildungen der *Notostylops*-, *Astraponotus*- und *Pyrotherium*-Schichten in Wechsellagerung brachte? Oder läßt sich verfolgen, wie diesen Stufen anderswo in Patagonien eine marine Ablagerung entspricht?

Ich glaube, nein! Die Transgression des jüngsten Kreidemeeres, die die Ablagerung der San Jorge-Stufe zur Folge hatte, war nicht von langer Dauer. In der Zeit, die dem

---

[1] L'âge des form. séd. de Pat. p. 45, 201, 208, 210.

[2] p. 201. Im übrigen überläßt AMEGHINO es dem Leser, sich die Unterschiede der Faunen dieser Stufen aus den Listen klar zu machen.

[3] L'âge des form. séd. de Pat. p. 204—205.

Hiatus zwischen Kreide und Tertiär entspricht[1], wurde Patagonien wieder Festland. Nun wirkte die Denudation und entfernte an vielen Stellen die oberkretazeischen Ablagerungen der San Jorge-Stufe, so daß der Boden des damaligen patagonischen Kontinentes hier aus den Gesteinen der marinen San Jorge-Stufe, dort aus deren Grundlage, den guaranitischen Sandsteinen, bestand. Mit einer Erosionsdiskordanz, die vielfach wenig in die Augen springen mag, legte sich nun bald auf guaranitische Sandsteine, bald auf die Reste der San Jorge-Stufe, die im Süßwasser etc. abgesetzten Landbildungen, welche jene reiche, merkwürdige Säugetierfauna bergen, die durch die Entdeckungen und Veröffentlichungen der Brüder Ameghino bekannt geworden ist. Dies reiche Tierleben entfaltete sich auf einem Kontinent, dessen geologische Beschaffenheit wir eben andeuteten, und entwickelte sich auf ihm während jener langen Zeiträume, die vom Ende der Kreidezeit bis zur Transgression des patagonischen Molassemeeres vergingen.

Nirgends in der ganzen geologischen Literatur über Patagonien finden wir irgend eine Mitteilung, die diesen unseren Annahmen widerspräche.

Im Gegenteil können wir für unsere Auffassung mehrere Beweise anführen:

1. Tournouer hat in der Gegend des Colhuapi die *Notostylops*-Schichten über der Stufe der *Ostrea pyrotheriorum*, anderseits die *Notostylops-Pyrotherium*-Fauna immer unter der patagonischen Molasse gefunden.

2. Ameghino gibt an[2], daß die Dinosaurier-Schichten die untere Stufe seines „Guaranien à facies sous-aérien" bildet. Darüber liegen die *Notostylops*-, *Astraponotus*- und *Pyrotherium*-Schichten. Im „Guaranien à facies marin" aber liegen

---

[1] Dieser Hiatus ist ja nur durch die Annahme zu erklären, daß in jener Epoche die Meere und Festländer etwa dieselbe Ausdehnung wie heute hatten, oder daß wenigstens unsere heutigen Festländer auch damals Festland waren, so daß uns marine Ablagerungen jener Zeit unbekannt sind. Die von Noetling beschriebene Schichtenfolge Kreide—Tertiär aus den Marri Hills im östlichen Balutschistan (Centralbl. f. Min. etc. 1903. No. 16) enthält die gewünschten Übergangsschichten mit entsprechender Fauna auch nicht.

[2] L'âge des form. séd. de Pat. p. 43.

die Schichten mit *Ostrea pyrotheriorum* „tout à fait à la base“ [1].

Was die „*Ostrea guaranitica*“, die „tout-à-fait au sommet“ liegen soll, anlangt, so hat Ameghino dieselbe nirgends aus demselben Profil wie die *Ostrea pyrotheriorum* vorgelegen [2], und Ihering, der Ameghino's Materialien bearbeitet hat, stellt in seiner letzten Arbeit [3] alle diejenigen Fossilien, von denen Ameghino angibt, daß sie mit *Ostrea guaranitica* ins Séhuénéen gehören, wie z. B. *Ostrea Ameghinoi*, in die Etage salamancanéen, der auch *Ostrea pyrotheriorum* angehört.

Nur ein Punkt bedarf noch der Untersuchung. Ameghino gibt in seiner Fossilliste der „Formation guaranienne“ nach den Säugetieren des „Pyrotherien“ und „Notostylopéen“ ein Verzeichnis von Reptilien [4], unter denen sich Dinosaurier befinden. Es entsteht daher die Frage: Sind diese Dinosaurier-Reste irgendwo vergesellschaftet mit Säugetieren aus der *Pyrotherium* etc.-Stufe gefunden worden? Ist dies der Fall, so ist unsere Theorie unrichtig.

Ameghino's Schrift behandelt die soeben aufgeworfene Frage ausführlich [5] und es kommen dabei allerlei unerquickliche Dinge zur Erörterung. Wir brauchen nicht auf die Mißverständnisse einzugehen, die — wohl z. T. infolge der verschiedenen Sprachen — zwischen Carlos Ameghino und Hatcher entstanden sind. Es genügt uns, daß F. Ameghino [6] mit Entrüstung ausruft: „Pourrait-il M. Hatcher m'indiquer, où, dans quel ouvrage, et à quelle page j'ai dit, que C. Ameghino a trouvé des os de mammifères associés à des os de Dinosauriens? Nulle part!“ Denn er muß zugeben [7], daß er geschrieben hat [8]: „Quoique dans plusieurs endroits .....

[1] Daselbst p. 45.

[2] Vergl. die Listen von den einzelnen Fundorten der San Jorge-Stufe p. 142. *Ostrea guaranitica* stammt von Par-aik am Rio Sehuen.

[3] Les mollusques des terrains crétaciques supérieurs de l'Argentine orientale. An. del Mus. Nac. de Buenos Aires. **9**. 193—229.

[4] L'âge des form. séd. de Pat. p. 51, 52.

[5] Daselbst p. 17 ff.

[6] Daselbst p. 18.

[7] L'âge des form. séd. de Pat. p. 19.

[8] F. Ameghino, Mammifères crétacés de l'Argentine. Deuxième contribution à la connaissance de la faune mammalogique des couches à *Pyrotherium*. Bol. Inst. Geogr. Arg. **18**. 405—517. 1897. p. 406 (teste Ameghino).

ou ait trouvé les couches à *Pyrotherium* dans la partie tout à fait supérieure du guaranien, reposant directement sur des couches à Dinosauriens, en d'autres lieux comme dans les gisements à *Titanosaurus australis* Lyd. du Neuquen et ceux à *Argyrosaurus superbus* Lyd. du lac Musters, on a trouvé les débris du *Pyrotherium* associés à ceux des deux Dinosauriens susmentionnés.“ Diese Angaben gründeten sich auf die Umstände[1], daß

1. Ameghino die ersten *Pyrotherium*-Reste zusammen mit solchen von Dinosauriern erhielt und daß beide „le même aspect“ darboten,

2. Ameghino mit *Titanosaurus*-Knochen Reste eines großen Edentaten erhielt, was alles zusammen an den Ufern des Neuquen gesammelt war und was alles „la même couleur, le même aspect et une fossilisation de même nature“ zeigte und

3. daß Moreno und Mercerat angaben, Angestellte des Museo de La Plata hätten in der Gegend des Lago Musters mit Dinosaurier-Resten einen großen Stoßzahn, ähnlich dem eines großen Proboscidiers gefunden[2].

Diese, Nichtgeologen (denen man es nicht übel nehmen kann) begegnete Vermischung von Resten aus verschiedenen geologischen Formationen sagt natürlich gar nichts[3]. Das sieht auch Ameghino ein, wie aus dem ersten zitierten Satze hervorgeht. Daß er aber wohl glaubt, daß die Dinosaurier- und die Säugetierreste sich in derselben Formation finden, geht aus vielen Stellen seiner Schrift hervor. Aber das sind eben nicht Ablagerungen derselben Formation und alle zuverlässigen Angaben in der Literatur beweisen, daß die Dinosaurier-Sandsteine immer unter den *Pyrotherium*-Schichten liegen.

Im zentralen Patagonien, schreibt Ameghino[4], zeigen sich die *Pyrotherium*-Schichten „sous la forme de dépôts d'eau douce ou terrestres de peu d'étendue et comme enclavés à la

---

[1] L'âge des form. séd. de Pat. p. 19—20.

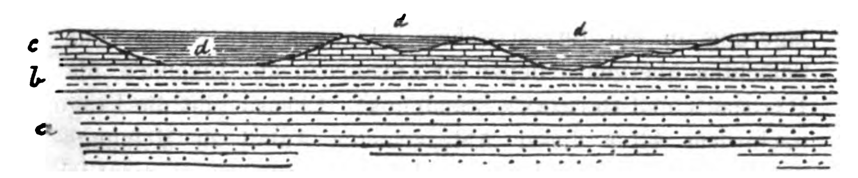
[2] Daselbst p. 19—20.

[3] „J'ai donc procédé de la façon la plus consciencieuse“, sagt Ameghino. Doch wohl nicht ganz.

[4] L'âge des form. séd. de Pat. p. 21.



surface de la formation guaranienne à Dinosauriens". Einerlei, ob nun die *Pyrotherium-* und *Notostylops*-Schichten manchmal auch eine sehr beträchtliche Ausdehnung gewinnen und ob sie manchmal auch auf den marinen Schichten der San Jorge-Stufe liegen — die Tatsache bleibt bestehen, daß ihre Verbindung sowohl mit den guaranitischen Sandsteinen als auch mit der San Jorge-Stufe nur in einer Auflagerung besteht, aus der folgt, daß sie jünger sind als diese beiden. Da an der einen Stelle andere Säugetierreste vorkommen wie an anderen (nämlich solche von anderem Alter oder zufällig verschiedene) und dieselben z. T. auf Schichten der San Jorge-Stufe ruhen, die an verschiedenen Lokalitäten ebenfalls etwas verschiedene Faunen bergen, so hat Ameghino daraus die verschiedenen marinen Stufen konstruiert, die den terrestrisch-limnischen Bildungen entsprechen sollen. Man kann sich die tatsächlichen Verhältnisse am besten durch ein kleines schematisches Profil klar machen:



a = Areniscas abigarradas.
b = Guaranitische Sandsteine.
c = San Jorge-Stufe.
d = *Pyrotherium-*, *Notostylops-* etc. Schichten.

(Zwischen *b* und *c* hätte eine Erosionsdiskordanz angedeutet werden sollen.)

Aus ihrer stratigraphischen Lage — über der jüngsten Kreide und unter der untermiocänen (oberoligocänen?) „patagonischen Molasse" — ergibt sich für die *Pyrotherium-*, *Astraponotus-* und *Notostylops*-Schichten ein eocänes und oligocänes Alter.

Das tertiäre Alter dieser Schichten ist auf Grund der Beschaffenheit der Säugetierfaunen von Max Schlosser schon oft betont[1].

[1] Vergl. z. B. dies. Jahrb. 1905. I. -174-.

Die patagonische Molasse (Steinmann).

d'Orbigny betrachtete die tertiären Ablagerungen von Paraná als Typus für sein „Terrain tertiaire patagonien". Heute herrscht völlige Übereinstimmung darüber, daß diese Bildungen des nordöstlichen Argentiniens einer jüngeren Epoche der Erdgeschichte angehören als das Tertiär Patagoniens, für welches man Santa Cruz als typische Lokalität betrachten kann. Es ist begreiflich und war zweifellos zweckdienlich, daß man den Namen der „patagonischen Formation" auf dieses letztere anwendete, statt ihn für die Bildungen von Paraná beizubehalten. Allein der Name „patagonische Formation" erscheint neuerdings in verschiedenem Sinne, je nachdem man darunter nur einen Teil der bei Santa Cruz aufgeschlossenen tertiären Schichten, — nämlich den unteren, im Gegensatz zu einem anderen, dem oberen, der als superpatagonische Stufe der Santa Cruz-Formation zugerechnet wird — oder die ganze marine Schichtenserie versteht, die nach oben unter Wechsellagerung in die terrestrischen Bildungen der Santa Cruz-Schichten übergeht. Jener ist Ameghino's und Ihering's, dies Hatcher's und Ortmann's Standpunkt. Ebenso gibt die Frage nach dem Alter dieser Ablagerungen Anlaß zu Meinungsverschiedenheiten, und mit wachsender Erregung, namentlich auf Ameghino's Seite, hat sich eine Kontroverse über den Punkt erhoben, ob sich eine patagonische und eine suprapatagonische Stufe und innerhalb der ersteren wieder Unterabteilungen unterscheiden lassen, die alle bedeutende faunistische Verschiedenheiten aufweisen. Man muß also zwischen einer patagonischen Formation im Sinne Ameghino's und einer patagonischen Formation im Sinne Hatcher-Ortmann's unterscheiden, und da letztere zwei Bildungen in sich begreift, die von Ameghino verschiedene Namen erhalten haben, so ist es unstatthaft, sie einfach patagonische Formation zu nennen, weil das mißverständlich ist.

Überzeugt von der Notwendigkeit einer einheitlichen Bezeichnung für diejenigen marinen Tertiärablagerungen, die sich über den terrestrischen alttertiären Bildungen mit der *Pyrotherium-Notostylops*-Fauna und unter den gleichfalls kontinen-

talen, wiederum an Säugetierresten reichen „Santa Cruz-Schichten" befinden, griff ich mit Freuden nach einer Benennung, die Herr Prof. STEINMANN mir gegenüber im Gespräch gebrauchte[1], und nenne nunmehr die ganze tertiäre Schichtenserie, deren Liegendes und Hangendes ich eben namhaft gemacht, **„patagonische Molasse."**

• Unter der „patagonischen Molasse" verstehe ich also die „patagonische Stufe" AMEGHINO's samt der „suprapatagonischen Stufe" desselben Autors. (Die letztere ist auch vielfach Santa Cruz-Formation genannt worden (namentlich früher von IHERING), weil sie nach AMEGHINO eine Abteilung derselben bildet.)

Mit dem Namen Molasse[2] bezeichnet man jene vorwiegend sandigen und konglomeratischen Ablagerungen des älteren Neogens (und jüngeren Eogens), die sich am Nordrande der europäischen Alpen in sehr bedeutender Mächtigkeit hinziehen: Mit dem patagonischen Tertiär zeigt diese Ablagerung in vielen Punkten Analogien: Es handelt sich in beiden Fällen um einen Komplex mürber Sandsteine, Grünsande und auch Konglomerate, die den Saum eines alpinen Gebirges bilden[3]. Beide endigen oben in Süßwasserbildungen, die marinen Horizonte nehmen vielfach ein mittleres Niveau ein — so in Südwestpatagonien nach HAUTHAL. In beiden treten Kohlen auf. Ob die patagonische Molasse vielleicht am Rande der Anden noch von der Gebirgsbildung mitergriffen ist, wissen wir nicht genau. Völlig horizontal liegen ihre Schichten auch an der atlantischen Küste nicht, und es erscheint möglich, daß diese Störung noch mit der Bildung der Kordillere in Zusammenhang steht. Auch diese Teilnahme an den Dislokationen, welche das Gebirge ausgestalteten, dem die Molasse vorgelagert ist, würde eine Analogie in den südamerikanischen und europäischen Bildungen sein. Beide nahmen ihr Material aus den entstehenden Gebirgszügen.

---

[1] „Molasseartig" nennt STEINMANN das patagonische Tertiär schon in dies. Jahrb. 1901. I. -129-.

[2] Die richtige Schreibweise ist, wie ROLLIER neuerdings dargetan hat, mit einem l. Das Wort soll von molere, mahlen, nicht mollis, weich, kommen.

[3] Zunächst rein topographisch gesprochen.

Man nennt Molasse solche Bildungen, die diese allgemeine Erscheinung bieten, und will durch diesen Namen weniger ein bestimmtes Alter andeuten. Wie wir daher jetzt z. B. in der alpinen Geologie von einem „Flysch" von kretazeischem Alter sprechen, obwohl der Name eigentlich für die etwa oligozänen schiefrig-sandigen Bildungen der nördlichen Schweiz geschaffen ist, so deuten wir auch zunächst mit dem Ausdruck „patagonische Molasse" die geologische Erscheinungsweise und das tertiäre, aber kein noch genauer bestimmtes Alter der so benannten Sedimente an.

Bei dem Problem, ob eine „patagonische" und eine „suprapatagonische Stufe" in der patagonischen Molasse vorhanden sind, handelt es sich im wesentlichen um paläontologische Fragen; denn abgesehen von der einen Angabe Ameghino's, daß sich bei Santa Cruz eine Diskordanz[1] zwischen den beiden Stufen wahrnehmen lasse — wofür nähere Beweise und Angaben nicht gemacht werden — basieren alle Erörterungen auf dem einen Punkte, ob die beiden Stufen verschiedene Faunen enthalten.

Ortmann hat bereits eine sehr genaue Untersuchung vorgenommen, inwieweit Unterschiede in den Faunen der patagonischen und der suprapatagonischen Stufe bestehen. Seine Beweise für die Unmöglichkeit, das Piso Juliense[2] und Piso Leonense[3] aufrecht zu erhalten, halte ich für schlagend, und Ameghino selbst legt offenbar auf diesen Punkt weniger Gewicht. Er sagt[4], das „Julien" sei durch die „abondance de débris de brachiopodes et d'équinodermes", das „Léonéen" durch die „moindre abondance" dieser Reste und durch die „présence de l'*Ostrea Hatcheri*" charakterisiert. Bei seiner Besprechung[5] der Fossillisten von den einzelnen Fundpunkten geht er nur auf „Patagonien" und „Superpatagonien" ein, und ich schließe daraus, daß es ihm auf die Unterabteilungen der patagonischen Stufe weniger ankommt. Wenn dieselben auch in seinem Cuadro sinoptico erscheinen, so gibt er doch

---

[1] Dieser Diskordanz sollen die „Magellanian beds" entsprechen.

[2] Genannt nach Puerto San Julian.

[3] Genannt nach dem Mt. Leon südlich von Santa Cruz.

[4] L'âge des form. séd. de Pat. p. 83.

[5] Daselbst p. 217 ff.

p. 98—108 in „L'âge des formations sédimentaires" nur eine Liste der Versteinerungen der gesamten patagonischen Stufe[1].

Wenn es ziemlich sicher scheint, daß die julianische und leonische Stufe nur zwei verschiedene Fazies darstellen und in ihrer Fauna keine größeren Unterschiede zeigen, als es zwei Fundorte einer gleichalterigen Fauna leicht tun können, so konnte ich doch in dem Streite zwischen AMEGHINO und ORTMANN über die Existenzberechtigung der suprapatagonischen Stufe nicht ohne weiteres darüber ins klare kommen, wer recht habe.

Ich habe deswegen die Fossillisten, die ORTMANN von den einzelnen Fundorten gibt[2], geprüft und festgestellt, welche von den Fossilien nach AMEGHINO's Verzeichnissen[3] in die patagonische und welche in die superpatagonische Stufe gehören[4]. Eine Anzahl von Formen ist, wie AMEGHINO ausdrücklich hervorhebt, beiden Stufen gemein. Es sind dies folgende 17[5]:

---

[1] Wir lassen doch auch nicht gleich eine neue Unterabteilung beginnen, wo z. B. im Muschelkalk eine Bank von *Coenothyris vulgaris* auftritt. Natürlich ist, was oben liegt, immer jünger als das, was unten liegt, aber der einheitliche Charakter einer Ablagerung kann doch bestehen, wenn auch die Faunen der einzelnen Schichten etwas voneinander abweichen. Ganz bezeichnend ist auch der Umstand, daß AMEGHINO in seinem Cuadro sinoptico für die einzelnen Stufen nur wenige derjenigen Fossilien aufführt, die er in der Sinopsis geologico-palaeontologica (teste ORTMANN) angeführt hat. Man muß doch annehmen, daß es die Leitfossilien sind, die er in den Tabellen namhaft macht. Nun macht er Fossilien namhaft

aus dem	1899	1902/03	Davon identisch
Piso Juliense	9	15	5
Piso Leonense (typique und supérieur zusammen)	5	15	1
Piso Suprapatagonico	6	12	3

Was soll man nun davon denken? Ich halte mich an die L'âge des form. séd. p. 103—108 und p. 122—126 gegebenen Listen.

[2] Tertiary Invertebrates. p. 272 ff.

[3] L'âge des form. séd. de Pat. p. 103—108 u. 122—126.

[4] Man könnte ja noch einwerfen, daß an manchen Fundorten die patagonischen und die superpatagonischen Stufen vorkämen. Aber AMEGHINO nimmt das, abgesehen von Santa Cruz, auch nicht an, obwohl diese Annahme für ihn günstig wäre und gibt den gesamten Fossilien der einzelnen Fundstellen entweder ein patagonisches oder ein superpatagonisches (= santacruzenisches) Alter.

[5] Diese Liste ist aus AMEGHINO's Listen: L'âge des form. séd. de Pat. p. 103 ff. u. 122 ff. zusammengestellt.

Pectunculus pulvinatus LAM. (nach ORTMANN = *P. Ibari* PH. = *magellanicus* PH.)
Limopsis insolita Sow.
Cardita inaequalis PH.
{ *Cardium Philippi* IH. (superpatagonisch)
{ „ „ var. *pauciradiata* IH. (patagonisch)
Venus meridionalis Sow.

—

Turritella ambulacrum Sow.
„ *affinis* HUPÉ
Crepidula gregaria Sow.
Natica consimilis IH.
„ *obtecta* PH., *secunda* R. et M., *Vidali* PH.
Struthiolaria Ameghinoi IH.
Ficula carolina D'ORB.
Siphonalia noachina Sow.
Trophon pyriformis IH.
Voluta quemadensis IH.

—

Terebratula (Magellania) patagonica Sow.

—

Balanus varians Sow.

sowie eventuell noch[1]:

Panopaea quemadensis
Cancellaria gracilis.

Eine Komplikation der Streitfrage tritt noch durch die bei ORTMANN und AMEGHINO verschiedene Auffassung der Spezies ein. Bei einer Reihe von Formen[2] fragt es sich: handelt es sich hier um verschiedene Arten, verschiedene Varietäten oder um übereinstimmende Spezies? Um nicht in Erörterungen paläontologischer Einzelheiten einzutreten, müssen wir darauf verzichten, hier auf diese Punkte einzugehen. Wir sehen bei den folgenden Untersuchungen von diesen strittigen Formen, namentlich also den Austern, ab.

Zunächst stellen wir fest, daß von etwa 75 Arten[3] aus jeder der beiden Formationen, der patagonischen und der

[1] Vergl. AMEGHINO, Daselbst p. 219.

[2] Siehe die Liste derselben bei AMEGHINO, L'âge des form. séd. de Pat. p. 216—217 Anm.

[3] Ich wähle diese Zahl, weil AMEGHINO („L'âge", p. 216) angibt, daß die superpatagonische Stufe am Mt. Observacion 75 Arten geliefert hat. Zudem ist 75 die Hälfte der Zahl von Fossilien, die ORTMANN aus der „patagonischen Formation" beschreibt, die ja nach AMEGHINO ein pêle-

superpatagonischen, 17 resp. 19 identisch sind, d. h. etwa $\frac{1}{4}$. (Ist ORTMANN's Vereinigung mancher Arten richtig, so würde sich diese Zahl noch erhöhen.) Nehmen wir nun einige Listen von Fossilien vor, die HATCHER an einer Lokalität gesammelt hat, und stellen mit AMEGHINO's Listen fest, in welche Stufe die einzelnen Formen gehören. Nach AMEGHINO müssen, wenn wir alle beiden Formationen gemeinsamen sowie diejenigen Formen, die, wie die Austern, paläontologisch unsicher sind, weglassen, nur solche Arten übrig bleiben, die alle entweder in die patagonische oder in die suprapatagonische Formation gehören.

HATCHER fand bei Shell Gap[1]:

Scutella patagonensis	S.[2]
Rhynchonella plicigera	P.
Terebratula dorsata	P.
" *patagonica*	S. P.
Cardium puelchum (?)	(P.)
Venus meridionalis (?)	(P. S.)
" *Volckmanni (?)*	(P.)
Tellina tehuelcha	P.
Mactra Darwini	P.
Martesia patagonica	P.
Gibbula Dalli	S.
Infundibulum corrugatum	S.
Galerus araucanus	P.
Vermetus cf. *intortus*	S.
Struthiolaria Ameghinoi	P. S.
Balanus varians	P. S.

Lassen wir die drei mit „(?)“ versehenen Arten weg, so bleiben 13 Spezies. Von diesen sind nach AMEGHINO 3 der patagonischen und suprapatagonischen Formation gemeinsam

---

mêle von patagonischen und superpatagonischen Formen darstellen. — AMEGHINO stellt eine sophistische Rechnung an, wenn er sagt (L'âge, p. 221): Unter 200 Arten aus der patagonischen und suprapatagonischen Formation seien nach ORTMANN 28 identisch. So darf man nicht rechnen. Man muß sagen: Von 100 Arten der anderen Formation sind 28 %, d. h. $\frac{1}{4}$—$\frac{1}{3}$ (etwa $\frac{7}{24}$) identisch. Bei AMEGHINO's Rechnung kommen nur $\frac{1}{8}$—$\frac{1}{6}$ heraus. AMEGHINO spricht von einer „quinzaine d'espèces“ (L'âge, p. 223), die beide Formationen gemeinsam hätten.

[1] ORTMANN, Tertiary Invertebrates. p. 277.

[2] S. bedeutet suprapatagonische Art, P. = patagonische Art (nach AMEGHINO).

und von den übrigen 10 sind 6 patagonisch und 4 suprapatagonisch. Ameghino sind denn diese Tatsachen offenbar auch nicht bequem; denn er sagt[1], man befände sich hier im Übergang vom „Superpatagonien“ ins „obere Patagonien“ oder im letzteren. Zwischen den beiden Stufen ist ja aber, wie er uns versichert[2], eine Diskordanz, der die „Magellanian beds“ entsprechen[3].

Die Liste von „30 miles north of upper Rio Chalia lautet[4]:

Cidaris antarctica	P.
Scutella patagonensis	S.
Terebratella patagonica	P. S.
Glycimeris Ibari	P. S.
Ostrea ingens	—
Psammobia patagonica	P.
Panopaea quemadensis	S.
Scalaria rugulosa	S.
Infundibulum corrugatum	S.
Natica Darwini	S.
Turritella ambulacrum	P. S.
„ *patagonica*	P.
Struthiolaria Ameghinoi	P. S.
Trophon patagonicus	P.
Balanus varians	P. S.

Ostrea ingens müssen wir nach Ameghino ausscheiden. 5 Arten sind den beiden Formationen gemeinsam, 4 Arten sind patagonisch, 5 suprapatagonisch. Sind wir nun in der patagonischen oder in der suprapatagonischen Formation? Was sagt Ameghino? Er sagt: 8 Arten seien superpatagonisch, 4 seien für den Vergleich unbrauchbar, von den übrigen 3 sagt er nichts. Eine ausschließlich patagonische Art sei nicht dabei. Es handle sich um superpatagonische

[1] L'âge des form. séd. de Pat. p. 220.

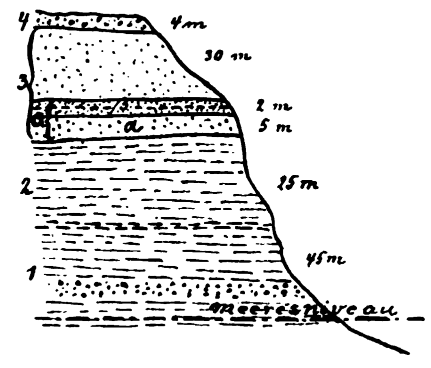
[2] Siehe daselbst p. 116 und das „Cuadro sinoptico“. Da am Golfo de S. Jorge keine Diskordanz zwischen ihnen vorhanden ist, so müßte man hier die Magellanian beds und ihre Fauna erwarten. Sie sind dort aber nicht, und dadurch wird schon bewiesen, daß die Magellanian beds nicht das sind, wofür Ameghino sie ausgibt. S. darüber das folgende Kapitel.

[3] Ameghino sagt: 4 Arten seien beiden Formationen gemeinsam. Da muß er eine von den (?) fraglichen Arten, von denen er sagt, er wolle von ihnen absehen, mitgerechnet haben.

[4] Ortmann, Tertiary Invertebrates. p. 276.

Stufen. Wie AMEGHINO zu dieser Rechnung kommt, verstehe ich nicht[1].

Beweisen die Faunen dieser beiden Fundorte schon aufs beste, daß sich die Trennung der beiden Formationen auf paläontologischer Grundlage nicht durchführen läßt, so finden wir den schönsten Beweis dafür bei TOURNOUER. Dieser verdienstvolle Geologe teilt ein Profil mit, das wir hier[2] reproduzieren:



4. Tehuelchische Gerölle.
3b. Sande mit *Oxyrhina hastalis*.
3a. β. Sandsteinbank mit zahlreichen Evertebraten.
3a. α. Sand mit Austerntrümmern.
2. Fossilleere, weißliche Tone.
1. Tone mit eisenschüssigen Konkretionen mit *Notostylops*.

In demselben tritt eine Schicht (3a β) von 2 m Mächtigkeit auf, in welcher TOURNOUER folgende Fossilien gesammelt hat:

Name	Stufe nach AMEGHINO
Gibbula Dalli IH.	S.
Turritella Breantiana D'ORB.	P.
Scalaria rugulosa SOW.	S.
—	
Pecten centralis SOW.	S.
„ *proximus* IH.	S.
Panopaea regularis ORTM.	P.
Ostrea ingens ZITT.	—
—	
Terebratella patagonica SOW.	P. S.
„ *dorsata* GM.	P.

[1] *Cidaris antarctica* z. B. führt AMEGHINO nur in der Fossilliste der patagonischen Formation auf. Es ist bezeichnend für die Nachlässigkeit AMEGHINO's, daß *Scutella (Iheringiana) patagonica* zwar in der Liste der superpatagonischen Fossilien steht, im Tableau synoptique desselben Buches erscheint dieser Seeigel dagegen im „Juliense", also der untersten patagonischen Formation (im Sinne AMEGHINO's).

[2] Nach TOURNOUER, Note sur la géologie et la paléontologie de la Patagonie. Bull. Soc. Géol. France. (4.) 3. 464.

Name	Stufe nach Ameghino
Rhynchonella plicigera Ih.	P.
„ *squamosa* Hull	P.
Magellania lenticularis Desh.	—
—	
Isechinus praecursor Ortm.	P.
Schizaster Ameghinoi Ih.	P.
Platypygus posthumus Ortm.	P.
Iheringina patagonensis Dés.	S.
Hypechinus patagonensis d'Orb.	P.
Linthia Gaudryi Lamb.	—
Psammechinus Tournoueri Lamb.	—
„ *Iheringi* de Lor.	—

Die drei neuen unter diesen 20 Arten kennt Ameghino noch nicht. *Magellania lenticularis* fehlt in seinen Listen, *Ostrea ingens* darf nach Ameghino nicht herangezogen werden, weil das ein Sammelname für mehrere verschiedene Arten ist. Es bleiben also 15 Arten, von denen eine zu den nach Ameghino in beiden Formationen vorkommenden Arten gehört. Von den übrigen 14 sind 9 „patagonisch" und 5 „superpatagonisch", und wir haben somit noch eine ganze Liste superpatagonischer und patagonischer Arten, die zu jenen, beiden Formationen gemeinsamen, hinzukommen.

Uns überzeugen diese Tatsachen davon, daß eine Trennung einer „patagonischen" von einer „suprapatagonischen" Stufe unmöglich ist, und daß vor allem kein Grund vorliegt, die letztere einer anderen, der Santa Cruz-Formation, zuzurechnen. In ihrer stratigraphischen Stellung und im wesentlichen auch in ihrer Fauna ist die patagonische Molasse eine einheitliche Bildung. Hauthal meint[1], daß nur eine sorgfältige geologische Aufnahme des Landes die definitive Lösung der zwischen Ameghino und Ortmann schwebenden Streitfragen herbeiführen könnte. Wir glauben, daß sie in der Hauptsache bereits entschieden sind. Alle tertiären Ablagerungen, die wir kennen, zeichnen sich dadurch aus, daß sie auf kurze horizontale Erstreckung große Verschiedenheiten zeigen. Dies beruht darauf, daß sie ganz vorwiegend Absätze des flachen Meeres sind. Auch die patagonische Molasse ist eine Flachseebildung, worüber alle Beobachter einig sind und was man auch aus allen

[1] Compte rendu IX. Congr. géol. intern. p. 653.

mitgeteilten Merkmalen schließen muß. Da erklären Wechsel in den physikalischen Verhältnissen, die Lage der Mündungen von Strömen, die Meerestiefe und ihre Veränderungen durch die Sedimentation, ferner die Art der Sedimentation, sodann Nahrungs- und andere Lebensverhältnisse und Änderungen in denselben, sowie Wanderungen der Fauna und das Eindringen neuer Elemente aus anderen Meeresprovinzen, alle diese Dinge, sage ich, erklären in einer tertiären Ablagerung, wie die patagonische Molasse eine ist, vollkommen die Verschiedenheiten in der Fauna der einzelnen Schichten, wie sie sich in der patagonischen Molasse beobachten lassen. In jener erdgeschichtlichen Periode gab es doch auch bereits stark ausgeprägte faunistische Meeresprovinzen. Indem diese ihre Grenzen etwas verschoben, konnten leicht Elemente aus dem einen Gebiet in das andere einwandern und so dem Faunenbilde eine andere Färbung geben, ohne daß man berechtigt wäre, deshalb einen so großen Altersunterschied anzunehmen, daß sich die Abtrennung einer besonderen Stufe rechtfertigen ließe. Der Beweis dafür liegt darin, daß die patagonische Molasse des Feuerlandes eine Fauna enthält, die weder mit der patagonischen noch mit der chilenischen ganz übereinstimmt. Natürlich sind die obersten Schichten der patagonischen Molasse jünger als die untersten, aber man kann, wie die große Zahl der gemeinsamen Arten beweist, keinen scharfen Schnitt zwischen zwei verschiedenen Stufen legen. Auch Tournouer weiß nur von einer großen, einheitlichen marinen Bildung zwischen den *Notostylops*- und den terrestrischen Santa Cruz-Schichten.

Patagonien ist in neuerer Zeit von kaum drei fachmännisch geschulten Geologen besucht worden. Wie will man da erwarten, in tertiären Ablagerungen von gewaltiger Ausdehnung alles schon klar im einzelnen erkennen zu können?! Wie will man, wenn man im Inneren Patagoniens in einer Schicht „superpatagonische“ Fossilien antrifft, beweisen, daß es sich hier um Bildungen handelt, die sich genau gleichzeitig gebildet haben wie diejenigen, welche an der Küste in den oberen Partien der ganzen Serie liegen?

Man braucht sich nur die Verhältnisse in einem europäischen Tertiärgebiet näher anzusehen, um sich leicht zu

überzeugen, daß man in Patagonien nicht verlangen darf, was in Europa noch nicht geglückt ist. Vielleicht ist es Ameghino nicht bekannt, daß z. B. das Tertiär des Wiener Beckens (das sich also vor den Toren einer Stadt ausdehnt, die der Sitz einer der ältesten geologischen Landesanstalten und einer Universität ist) keineswegs von allen Geologen übereinstimmend aufgefaßt wird. Die faunistischen Unterschiede der ersten und zweiten Mediterranstufe, die manche als verschiedenalterig ansehen, betrachtet Toula[1] als nicht größer, als sie heute etwa in den verschiedenen Teilen des Mittelländischen Meeres herrschen. Die zweite Mediterranstufe tritt ferner in sehr verschiedenen Fazies auf. In den Schichten von Grund finden sich nach Toula bezeichnende Arten sowohl der ersten als der zweiten Mediterranstufe, und daß verschiedene Fundorte derselben Fazies große Unterschiede in ihren Faunen zeigen, davon kann man sich leicht überzeugen, wenn man die Fossillisten vergleicht (etwa die des Berchtoldsdorfer Tegels [p. 303 ff.] mit derjenigen des Badener Tegels [p. 178 ff.]), die sich in Felix Karrer's sorgfältigem Werke „Geologie der Kaiser Franz Josephs-Hochquellen-Wasserleitung" (Abhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt. IX. 1877) finden. Da gibt es neben vielen identischen Arten auch viele verschiedene, und diese Verschiedenheit bei Schichten ungleicher Fazies wird sehr groß.

Also nochmals: Die Scheidung der patagonischen Molasse in zwei Formationen mit mehreren Unterstufen ist undurchführbar, weil sie in den tatsächlichen Verhältnissen keine Begründung findet.

Die Mediterranstufe gehört dem Unter- und Mittelmiocän an. Die pontische Stufe wird von manchen Geologen noch ins Miocän, von anderen schon ins Pliocän gerechnet. Man kann sich also nicht wundern, wenn auch bei der Altersbestimmung der patagonischen Molasse Meinungsverschiedenheiten zum Ausdruck gekommen sind. Es scheint mir völlig gleichgültig zu sein, ob man die patagonische Molasse ins Oberoligocän oder ins Untermiocän stellt, wenn man nur festhält, daß ihre stratigraphische Stellung zwischen den alttertiären *Pyrotherium-Notostylops-* und den terrestrischen

---

[1] Lehrbuch der Geologie. p. 313.

Santa Cruz-Schichten liegt. Ins Eocän gehört sie ebenso wenig wie die Paraná-Stufe ins Oligocän, wohin sie Ameghino stellt. Ich führe zum Schluß noch Cossmann's Urteil an, der gewiß nicht voreingenommen ist und der in seiner Revue critique de paléozoologie, 7. (1903.) p. 149 schreibt: „fossiles (die von Ortmann beschriebenen „Tertiary Invertebrates") qui, je le déclare de nouveau, sont pour la plupart absolument néogéniques; pour qui connaît quelque peu les mollusques, cela ne donne lieu à aucune hésitation."

Die „Magellanian beds".

Bei Punta Arenas liegen unter der am Rio de las Minas ausgebeuteten Kohle Schichten, die Ortmann[1] als „Magellanian beds" bezeichnet und denen er ein eocänes oder oligocänes Alter zugesprochen hat. Sie müßten danach ein Äquivalent einer der Stufen der *Pyrotherium-Notostylops*-Schichten sein. Ameghino dagegen faßt diese Ablagerungen als Äquivalent seiner *Notohippus*-Stufe auf und hält sie für jünger als seine „patagonische Formation", wie folgender Ausschnitt aus seiner Tabelle zeigt:

—	Arénaen
Santacruzéen. Charbon (lignite) de Magellanes, avec *Fagus* etc. Dépôts sous-aériens de Santa Cruz	Superpatagonien
Notohippidien	Magellanéen. Dépôts marins au dessous du charbon (lignite) de Magellanes, avec *Ostrea Torresi*, *Venus difficilis*, *V. arenosa*, *Cytherea pseudocrassa*, *Glycimeris subsymmetricus*, *Trochus Philippii*, *Turritella exigua*, *Patella pygmaea*, *Lutraria undatoides* etc.
—	Leonéen supérieur

[1] Ortmann, Preliminary report on some new marine horizons discovered by Hatcher near Punta Arenas, Magellanes, Chili. Amer. Journ. of Sc. 6. (1898.) p. 478—482. — Ortmann, Fauna of the Magellanian beds of Punta Arenas, Chile. Ibid. 8. (1899.) p. 427—432. — Hatcher, Sedimentary rocks of southern Patagonia. Ibid. 9. (1900.) p. 97. — Ortmann Tertiary Invertebrates. p. 303—307.

Die Kohle von Punta Arenas soll also den Santa Cruz-Schichten entsprechen, die Schichten über der Kohle eine besondere Stufe, das „Arénaen“ sein.

Das Profil, um das es sich handelt, ist zuerst 1873 von Mallard und Fuchs untersucht. Die Schichtenfolge, die sie geben[1], beginnt nach Ortmann's Meinung erst da, wo diejenige Hatcher's[2] endigt. Das ist sehr wohl möglich. Der „Lignite exploité“ ist die unterste Schicht in dem Profil der französischen Forscher, dagegen die zweitoberste in demjenigen Hatcher's und Nordenskjöld's. Mallard und Fuchs' Arbeit ist also schon deswegen für die Lösung der Frage nach dem Alter der „Magellanian beds“ unbrauchbar. Dazu kommt noch, daß ihr paläontologischen Angaben äußerst dürftig sind und aus einer Zeit stammen, wo man z. B. jede große Auster, die man in Patagonien fand, *Ostrea patagonica* nannte[3].

---

[1] Ann. des mines. 7. Ser. Mém. 3. (1873.) p. 97.

[2] Ortmann, Tertiary Invertebrates. p. 306.

[3] Ameghino bemüht sich, die Angaben Mallard's und Fuchs' als Beweise für seine Anschauung zu verwenden. Er schreibt: „Les premières données précises sur la stratigraphie du tertiaire de Magellanes (es handelt sich um Punta Arenas) se trouvent dans le travail de MM. Mallard et E. Fuchs. Ces auteurs rapportent ces terrains à la formation patagonienne, tout en reconnaissant qu'à Punta Arenas les couches à lignite ne constituent pas la base du tertiaire.

Mallard und Fuchs sagen aber (l. c. p. 98): „Man könnte darauf kommen, die tertiären Bildungen von Punta Arenas wegen des Lignitvorkommens für gleichaltrig mit denen von Lota und Concepcion zu halten. Das kann aber nicht stimmen; sondern sie müssen jünger sein, deswegen, weil das „Terrain patagonien“ östlich der Anden nicht die Basis des Tertiärs bildet, während man gerade dahin die Schichten der Bai von Concepcion stellen muß.“

Mallard und Fuchs stehen noch ganz auf dem Standpunkt d'Orbigny's, wenn sie von „Terrain patagonien“ sprechen. Sie schreiben: „Cette formation tertiaire de Punta Arenas paraît bien identique avec celle que d'Orbigny a désignée sous le nom de „Terrain patagonien“ et qui est caractérisée par l'*Ostrea patagonica.*“ Weil nach d'Orbigny östlich der Anden die Basis des Tertiärs durch das „Terrain guaranien“ gebildet wird, kann — das ist die Meinung der beiden Franzosen — die Tertiärformation von Punta Arenas nicht an der Basis des Tertiärs liegen. Von der patagonischen Formation, wie Ameghino sie in den 90er Jahren definiert hat, wußte man doch 1873 noch nichts! Ameghino sagt: In der Erkenntnis, daß die Kohle von Punta Arenas nicht an der Basis des Tertiärs liegt, stellen Mallard und Fuchs das Tertiär von Punta Arenas in die pata-

Die Profile, die ORTMANN und NORDENSKJÖLD[1] vom Rio de las Minas bei Punta Arenas geben[2], zeigen eine evidente Übereinstimmung.

gonische Formation. In Wirklichkeit aber sagen MALLARD und FUCHS: Weil das Tertiär von Punta Arenas offenbar zum „Terrain patagonien" gehört, das östlich der Kordillere nicht die Basis des Tertiärs bildet, dürfen wir es nicht mit den Bildungen von Lota und Concepcion parallelisieren. Denn diese gehören an die Basis.

[1] Wissenschaftliche Ergebnisse der schwedischen Expedition nach den Magellansländern. 1. 1. Heft. p. 24. Anm. 2.

[2]

		ORTMANN 1898, 1899, 1902	NORDENSKJÖLD 1898
V.	Patagonische Formation	c) Oyster bed b) Marine Fossils: *Ostrea Philippii*, *Pectunculus Ibari*, *Crepidula* etc. a) Oyster bed *(O. Philippii)*	Sand, Sandstein, Geröll. Unten etwas Lignit
IV.		Punta Arenas coal	Schieferton mit Lignit und Pflanzenresten *(Araucaria)*
III.	Magellanian beds	Marine bed with *Ostrea Torresi*	Sandstein mit einer muschelführenden Bank; reichliche Schalen von *Ostrea Bourgeoisi* RÖM. und *Torresi* PHIL. Sand mit kalkigen Einlagerungen
II.		Marine beds with *Turritella exigua*, *Natica chiloensis*, *Struthiolaria* etc.	Muschelnführende Bank (*Ostrea* fehlt, *Turritella* und andere Gastropoden reichlich vorhanden)
I.		Bed with plant remains	Sand und Sandstein mit kalkigen Konkretionen, die schlecht erhaltene Pflanzenversteinerungen enthalten *(Fagus)*
			Lignitische Schicht

Ich kann die Richtigkeit dieser Parallelisierung bestätigen. Die von NORDENSKJÖLD erwähnte *Turritella* ist in der Tat die *T. exigua* ORTM.

Ortmann schließt aus der stratigraphischen Stellung der Magellanian beds, besonders aus dem Umstand, daß sie mehrere hundert Fuß, und getrennt von ihr durch ein Braunkohlenlager unter der patagonischen Molasse liegen, daß sie beim untermiocänen Alter der letzteren dem Oligocän oder Eocän angehören müssen. Denselben Schluß zieht er aus dem Charakter der Fossilien, von denen mehrere Arten Beziehungen zu Kreide- und Eocänformen zeigen. Das Auftreten von vier Navidad-Arten unter ihnen veranlaßt Ortmann anzunehmen, daß bei Navidad außer dem der patagonischen Molasse entsprechenden Horizont auch noch ein älterer, ein Äquivalent der „Magellanian beds" vorkäme.

Dusén, der die Pflanzenreste von Punta Arenas untersucht hat[1], fand in der Schicht I nur *Fagus*- und *Nothofagus*-Reste. Er nennt sie die *Fagus*-Stufe. In dem Hauptkohlenflöz (Schicht IV) dagegen fand sich *Fagus* nicht, sondern *Araucaria Nathorsti* („*Araucaria*-Stufe").

Nun finden sich in den Tertiärablagerungen der Barrancas de Carmen Silva an der Bahia San Sebastian (Ostküste des Feuerlandes) ebenfalls pflanzenführende Schichten. Dieselben haben nur *Fagus* und *Nothofagus* geliefert, nicht *Araucaria*[2]. Nun sind die Pflanzen-Schichten an der Barrancas de Carmen Silva nach Nordenskjöld[3] und Dusén (l. c. p. 91) jünger als die an derselben Stelle auftretenden Ablagerungen mit marinen Versteinerungen. Bestimmte man das Alter der letzteren, so ergibt sich auch dasjenige der ersteren.

Die marinen Fossilien von den Barrancas de Carmen Silva sind nun solche der patagonischen Molasse und auch der

[1] Wiss. Erg. d. Schwed. Exp. n. d. Mag.-Länd. I. No. 4. Über die tertiäre Flora der Magellansländer von P. Dusén.

[2] Nach Dusén (l. c. p. 92) kann man annehmen, daß die *Fagus*-Schichten von Punta Arenas und die von den Barrancas da Carmen Silva gleichalterig sind.

[3] Nordenskjöld, l. c. p. 19, 20. Ganz klar sind die Lagerungsverhältnisse allerdings nicht. Die Schichten g und h, die die Pflanzenreste führen, liegen „diskordant nebenan f". Man kennt aber vom Feuerlande nur Pflanzenreste der *Fagus*-Stufe, und man darf wohl den Wahrscheinlichkeitsschluß ziehen, daß die marinen Schichten des Feuerlandes mit diesen Bildungen eng verknüpft sind.

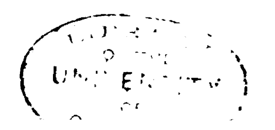
Magellanian beds[1]. Beide finden sich hier zusammen, und das ist um so weniger erstaunlich, als sich bei näherer Betrachtung ergibt, daß die ganze Fauna der Magellanian beds[2] derjenigen der patagonischen Molasse nicht so fremdartig gegenübersteht, wie ORTMANN glaubt. *Cardita elegantoides* findet sich auch in der patagonischen Molasse (auch im Feuerlande), *Ostrea Torresi* steht der großen Auster der patagonischen Molasse, wie ORTMANN selbst konstatiert, sehr nahe. Eine der *Struthiolaria Hatcheri* sehr ähnliche Form hat HAUTHAL an der Sierra de los Baguales zusammen mit Fossilien der patagonischen Molasse gefunden. Die Struthiolarien ändern so stark ab, daß auf ihre Verschiedenheit unmöglich großer Wert gelegt werden kann. Die Struthiolarien der patagonischen Molasse des Feuerlandes sind z. B. wieder verschieden von den auf dem südamerikanischen Festland gefundenen. *Natica chiloensis* kommt auch an den Barrancas de Carmen Silva vor, ebenso *Actaeon chilensis* PH. ORTMANN's Annahme, daß bei Navidad zwei Stufen, darunter eine

[1] Die Beschreibung der von NORDENSKJÖLD gesammelten Fossilien soll demnächst veröffentlicht werden.

[2] Aus den Magellanian beds gibt ORTMANN folgende Fossilliste:

Ostrea Torresi PHIL.
Cardita elegantoides ORTM.
Lucina neglecta ORTM.
Venus difficilis ORTM.
„ *arenosa* ORTM.
Meretrix (?) pseudocrassa ORTM.
Dosinia magellanica ORTM.
Lutraria (?) undatoides ORTM.
Panopaea Ibari PHIL.
„ *subsymmetrica* ORTM.
Patella pygmaea ORTM.
Calliostoma Philippii ORTM.
Infundibulum Merriami ORTM.
Natica chiloensis PH.
Turritella exigua PH.
Struthiolaria Hatcheri ORTM.
Fusus subspiralis ORTM.
Actaeon chilensis PH.
Bulla Rémondi PH.

Meretrix (?) pseudocrassa ORTM. scheint mir, nebenbei bemerkt, mit *Venus Rodriguezi* PH. (Tert. quart. Verst. Chiles Taf. 20 Fig. 6) identisch zu sein.





den Magellanian beds entsprechende ältere vorkäme, wird durch nichts bewiesen. Im Gegenteil folgt aus der Tatsache, daß in den Magellanian beds vier Versteinerungen der Navidad-Stufe vorkommen nach unserer Ansicht nur, daß jene wahrscheinlich mit dieser gleichalterig ist. Sie wären damit auch nicht verschiedenalterig von der patagonischen Molasse. Darauf deutet hin, daß auf Feuerland Versteinerungen der letzteren mit solchen der Magellanian beds zusammen vorkommen. Wenn diese letzteren eine Reihe von Arten zeigen, die ihnen eigentümlich sind[1], so ist das eine Erscheinung, die man auch an den feuerländischen Fundpunkten beobachten kann. Dort treten ebenfalls Arten auf, die von den bisher beschriebenen des südamerikanischen Tertiärs abweichen.

Die Kordillere biegt im südlichsten Patagonien aus der Nord-Süd-Richtung in die Nordwest-Südost-Richtung um. Die Tertiärablagerungen von Punta Arenas liegen den älteren Gesteinen der Kordillere ziemlich nahe und da alle tertiären Schichten im großen und ganzen von der Kordillere wegfallen, so gehören die sogen. Magellanian beds gewiß den unteren Teilen der patagonischen Molasse an. Verfolgt man diese Schichten im Streichen nach Norden, so kommt man auf die kohlenführenden Ablagerungen von Skyring Water, und es kann kaum einem Zweifel unterliegen, daß hier die Kohle dasselbe Niveau in der Schichtenfolge einnimmt, wie die von Punta Arenas. Die bei Skyring Water vorkommenden Fossilien scheinen solche der patagonischen Molasse zu sein[2].

Ferner haben nach Steinmann die Molasseablagerungen von Punta Arenas ganz denselben Charakter, wie alle übrigen Patagoniens.

Bei der großen Anzahl von Arten der Magellanian beds, die sich anderswo zusammen mit solchen der patagonischen Molasse, sowie anderseits in der Navidad-Stufe finden, halte ich diese Ablagerung für weiter nichts als ein faunistisch etwas abweichendes

---

[1] Auf *Turritella exigua* darf wohl kaum ein großes Gewicht gelegt werden. Die Turritellen sind bekanntlich schwer zu unterscheiden und die Größe ist bei Schnecken kein artbegründendes Merkmal.

[2] Nach dem von Zuber gesammelten und mir von Herrn Prof. Szajnocha gütigst zur Verfügung gestellten Material. Dasselbe ist leider recht schlecht erhalten.

Vorkommen der patagonischen Molasse. Die Abweichungen lassen sich ungezwungen auf geographische Verhältnisse zurückführen, gar nicht zu reden davon, daß gleichalterige tertiäre Bildungen so oft faunistisch beträchtlich differieren, was aus ihrer Flachseeabsatznatur ohne weiteres verständlich wird. Die Schicht II und die Schicht III haben ja auch nur drei Arten gemeinsam! Es ist deswegen schon gar kein Grund vorhanden, daß ORTMANN diese beiden Schichten mit einem einheitlichen Namen belegt.

Finden sich in den höheren Schichten dann diejenigen Arten, die in der patagonischen Molasse von Santa Cruz vorkommen, so ist das auf Veränderungen in den physikalischen Verhältnissen, Wanderungen in der Tierwelt u. dergl. zurückzuführen.

ORTMANN stellt derartige Erwägungen überhaupt nicht an. Daraus, daß ein Braunkohlenlager über den „Magellanian beds" liegt, folgt keineswegs, daß die darüber folgenden Schichten gleich in eine andere Stufe gehören. Leider werden ja bei dem Profil von Punta Arenas gar keine Maße angegeben. Die Magellanian beds sollen nach HATCHER 1000' mächtig sein. Er gibt dafür keinerlei Beweise. Weil zwei dünne Schichten in einem Molassekomplex von 1000' die „magellanischen" Versteinerungen enthalten, braucht doch noch nicht die ganze Serie dazuzugehören. Auch sollen ja „numerous fossil-bearing layers" in diesen Schichten vorkommen und nur aus zweien hat HATCHER gesammelt.

Nachdem festgestellt ist, daß die Magellanian beds der patagonischen Molasse angehören, erübrigt nur noch die Untersuchung der Frage, ob die Schichten über der Kohle, wie AMEGHINO will, eine besondere Stufe darstellen. Wir brauchen uns aber damit nicht aufzuhalten, nachdem im vorigen Kapitel gezeigt worden ist, daß es nur eine einheitliche patagonische Molasse gibt. Ihr gehört auch das ganze Tertiär von Punta Arenas an[1].

[1] AMEGHINO behauptet, wie gesagt, das Magellanéen entspreche einer Diskordanz zwischen seiner patagonischen und seiner superpatagonischen Formation bei Santa Cruz. Das Arénaen soll dann jünger als die letztere sein, die bei Punta Arenas durch das Kohlenlager vertreten sei.

AMEGHINO sagt (L'âge des formations sédimentaires de Patagonie p. 130), HATCHER gäbe als Beweise für seine Auffassung des Profils von Punta Arenas zweierlei an:

1. Die Magellanian beds ruhten, zwar diskordant, auf Kreide,
2. die Magellanian beds würden von patagonian beds bedeckt.

Ich befinde mich bei meiner Auffassung der Magellanian beds in Übereinstimmung mit Steinmann, der das Profil von

Zu 1. ist zu bemerken, daß Hatcher nicht einfach sagt: „Ces dépôts reposent directement sur le crétacé“ wie Ameghino l. c. behauptet. Das Liegende der Magellanian beds ist ja bei Punta Arenas nicht aufgeschlossen. Ameghino zitiert für diese Angabe Hatcher's: „Sedimentary rocks of Southern Patagonia“. p. 108. Dort steht aber nur die Formationstabelle, in der allerdings die Magellanian beds auf die Kreide folgen. Aber Hatcher sagt ja dabei, daß zwischen beiden eine Stufe fehlt.

Was 2. anlangt, so nennt Hatcher 1900 „patagonian beds“ das, was wir „patagonische Molasse“ nennen. Er gebraucht diese Bezeichnung nicht mehr im Sinne Ameghino's. Hatcher hat also nicht sagen wollen, daß die Magellanian beds von patagonischen, nicht von suprapatagonischen Schichten bedeckt würden.

So gibt es bei Ameghino immer Mißverständnisse.

Ganz unkritisch verfährt Ameghino bei der Besprechung der einzelnen Fossilien aus den Magellanian beds. Aus der Schicht III des Profils von Punta Arenas liegt de facto nur *Ostrea Torresi*, nicht auch *O. Philippii* oder *O. Bourgeoisi* (Ameghino, p. 135 nach Nordenskjöld) vor. Ebensowenig darf man sagen (Ameghino, p. 135), die Auster, die Mallard und Fuchs unter der Kohle gefunden haben, sei *O. Philippii*. Steinmann, Nordenskjöld und Hatcher haben unter der Kohle nur *O. Torresi* gefunden. (Nordenskjöld's Angabe ist zu berichtigen.) (Wenn man *O. Torresi* im Territorium Chubut in der Santa Cruz-Formation, d. h. in der patagonischen Molasse gefunden hat, so würde darin eine Bestätigung dafür liegen, daß die Magellanian beds dieser Stufe angehören.)

Wir stimmen Ameghino bei, wenn er für die Magellanian beds gleiches Alter wie das der Navidad-Stufe annimmt, bedauern aber sehr, daß er für seine Behauptung (l. c. p. 134) „que sur plusieurs points ou a trouvé la base du Magellanien, soit l'étage I, reposant sur le Patagonien“, keine Beweise und Beispiele anführt.

Das Hauthal'sche Profil, das Ameghino schließlich heranzieht, ist vor Bearbeitung des von Hauthal gesammelten Fossilmaterials gar nicht verwertbar.

Zum Schluß möge noch die Liste der Fossilien folgen, welche Ameghino aus dem Arénaen angibt (l. c. p. 142). Sie bildet die erste Kolumne der Tabelle. In der zweiten füge ich Ortmann's Liste bei. (Nach Ortmann, Preliminary Report on some new marine tertiary horizont discovered by Hatcher etc., p. 479.) In der dritten ist angegeben, in welchen Schichten sonst sich diese Fossilien nach Ameghino finden. S bedeutet Suprapatagonische, P = Patagonische Formation, M = Magellanian beds, Nav. = Navidad-Stufe. Daß *Pectunculus Ibari* in der patagonischen und suprapatagonischen Stufe vorkommt, sagt Ameghino p. 103 und 122, ebenso liegt nach seiner eigenen Angabe *Venus chiloensis* auch in der patagonischen Formation. Damit fällt dann also seine Angabe: „Sur ces 17 (es sind 18!) ou n'en trouve aucune dans le patagonien“.

Punta Arenas selbst kennt und sich gegen die Abtrennung der „Magellanian beds" ausgesprochen hat[1].

No.	Ameghino	Ortmann	Sonstiges Vork. n. Amegh.	Bemerkungen
1.	*Ostrea Philippii* Ortm. = *Bourgeosi* Ph.	*Ostrea (ingens)*	S. M.	
2.	*Modiola Schythei* Ph.			
3.	*Pectunculus Ibari* Ph.	*Pectunculus Ibari* = *magellanicus* Ph.	P. S.	
4.	*P. magellanicus* Ph.			
5.	*Lucina promancana* Ph. non Sow.	*Lucina promaucana* Ph.	S. Nav.	
6.	*Cardium magellanicum* Ph.			
7.	*Venus chiloensis* Ph.	*Venus chiloensis* Ph.	P. Nav.	
8.	*V. Rodriguezi* Ph.			Ist nach meiner Meinung = *Meretrix* (?) *pseudocrassa* Ortm. aus M
9.	*Meretrix Iheringi* Cos. (= *splendida* Ih.)	*Cytherea splendida* Ih.	S.	
10.	*Panopaea Ibari* Ph.		M.	
11.	*P. Torresi* Ph.			
12.	*Psammobia Darwini* Ph.		Nav.?	Wohl = *Ps. patagonica*, die eine *Mactra* ist. Findet sich auch auf Feuerland.
13.	*Photinula detecta* Roch. u. Mab.			Von Roch. u. Mab. bei Santa Cruz gefunden.
14.	*Ph. virginalis* (non *marginalis*) Roch. u. Mab.			
15.	*Philine patagonica* Ph.			
16.	*Crepidula imperforata* Ph.	*Crepidula gregaria* Sow. (= *Cr. imperforata* Ph.)	S.	
17.	*Sigapatella americana* Ortm.			
18.	*Trochita colchaguensis* Ph.	viell. = *Sigapatella americana*	Nav.?	

Auch dies ist einfach eine Fauna der patagonischen Molasse, die aufs neue beweist, daß die Faunen lokal etwas verschieden sind, daß sich aber nicht durchgehend Stufen trennen lassen.

[1] Dies Jahrb. 1901. I. -129-.

Die mit der patagonischen Molasse in Beziehung stehenden, resp. ihr aufgelagerten terrestrisch-limnischen Ablagerungen, Santa Cruz-Schichten (*Colpodon-, Astrapothericulus-, Notohippus-,* Santa Cruz-Schichten, *Nesodon*-Schichten).

Nicht umsonst drücke ich mich in dieser Überschrift so vorsichtig aus. Über der patagonischen Molasse und anfangs mit ihr wechsellagernd, treten terrestrisch-limnische Bildungen auf, welche bei Santa Cruz eine bedeutende Mächtigkeit besitzen und eine ungemein reiche Säugetierfauna bergen. Es ist eine der wenigen Ablagerungen in Patagonien, über deren stratigraphische Stellung heute keine Differenzen bestehen. Ameghino hat sie als Santa Cruz-Stufe der Santa Cruz-Formation bezeichnet und Hatcher und Ortmann nennen sie mit letzterem Namen, da sie ja die superpatagonische Stufe nicht als einen Teil der Santa Cruz-Formation ansehen. Da in neuerer Zeit sowohl Ameghino als auch v. Ihering von der superpatagonischen Formation immer mit eben diesem Namen zu sprechen pflegen, und da Scott's Werk[1] über die Säugetiere dieser Schichten den Titel „The Mammalia of the Santa Cruz beds" führt, so kann man, glaube ich, den Namen Santa Cruz-Schichten ruhig für diese terrestrisch-limnischen Schichten über der patagonischen Molasse anwenden. Tournouer nennt sie „*Nesodon*-Schichten".

Es entsteht nun die Frage, ob sich auch Ablagerungen mit Säugetierresten in die patagonische Molasse einschalten. Die Antwort darauf kann nicht theoretisch, sondern nur auf Grund geologischer Untersuchungen gegeben werden. Es kommt dabei auch darauf an, festzustellen, ob sich die Wirbeltierreste in, von marinen Fossilien leeren, echten Land- und Süßwasserbildungen und so finden, daß es klar ist, daß sie nicht weit transportiert sind. Nur dann wäre der Beweis erbracht, daß in Patagonien partielle Regressionen eingetreten sind, während die Transgression der patagonischen Molasse im allgemeinen weiter bestand.

Leider sind die Auskünfte über die geologischen Verhältnisse derjenigen Stufen, die Ameghino's patagonischer

[1] Reports of the Princeton University Expeditions to Patagonia. 5.

Formation entsprechen sollen[1], bei AMEGHINO recht mager. Alles, was er von den *Colpodon*-Schichten sagt, ist: „En 1898, CHARLES AMEGHINO, trouva plus à l'intérieur et faisant suite au patagonien marin, des dépôts d'eau douce ou sous-aériens. contenant une faune de mammiferes complètement nouvelle“[2]. Es scheint sich etwa um den Mittellauf des Rio Chubut zu handeln, da die Worte „plus à l'intérieur“ sich auf die Mündung des Chubut beziehen.

Von den *Astrapothericulus*-Schichten heißt es: „Les couches à *Astrapothericulus* sont des dépôts d'eau douce ou sous-aériens que l'on trouve à l'intérieur de la Patagonie dans la région de rivières Chico, Sehuen et Deseado; ces dépôts apparaissent précisément où disparaît le patagonien marin et en présente la partie supérieure[3].“

AMEGHINO weist also sowohl den *Colpodon*- als auch den *Astrapothericulus*-Schichten ihren Platz über den patagonischen an und man ersieht keine Gründe dafür, warum jene dem unteren, diese dem oberen Teil der patagonischen Schichten entsprechen sollen, wenn es nicht etwa die Unterschiede der Säugetierfaunen sind, welche aus AMEGHINO's Listen hervorgehen. Auf diese wird es schließlich allein ankommen, denn von dem Hangenden dieser Schichten sagt AMEGHINO nichts und aus den obigen Zitaten geht weiter nichts hervor, als daß die *Colpodon*- und *Astrapothericulus*-Schichten über der patagonischen Molasse liegen, also jünger sind als diese. Denn wie sollten sie das Äquivalent einer Stufe sein, über der sie liegen? So will es aber AMEGHINO.

[1] In AMEGHINO's Tabelle (L'âge etc. p. 229) ist die Parallelisierung folgende:

subaerisch-limnisch	marin
Santa Cruz-Stufe	Superpatagonische Stufe
Notohippus-Stufe	Magellanian beds
—	Obere Leon-Stufe
Astrapothericulus-Stufe	Typische Leon-Stufe
Colpodon-Stufe	Sa. Julian-Stufe

[2] L'âge etc. p. 94. „Cette faune nouvelle, qui correspond au patagonien inférieure“ ... heißt es dann noch auf derselben Seite.

[3] L'âge etc. p. 92.

Über die *Notohippus*-Stufe sagt Ameghino[1]:

„A l'est, dans la partie inférieure, ces couches (die „subaerisch-limnische Santa Cruz-Formation") se trouvent interstratifiées avec les couches marines de l'étage superpatagonien; en avançant vers l'ouest, l'interstratification cesse, la base étant exclusivement marine (superpatagonien) et la partie supérieure exclusivement sous-aérienne (santacruzien). Encore plus à l'ouest toutes ces couches disparaissent graduellement, premièrement les sous-aériennes de l'étage santacruzien, et après les marines de l'étage superpatagonien, laissant alors à découvert des dépôts sous-aériens plus anciens .... Ces dépôts apparaissent près du Lago Argentino[2], et leur position au-dessous du superpatagonien et au-dessous du patagonien, indique clairement qu'ils correspondent à l'hiatus que l'on constate vers l'est entre le sommet du patagonien et le superpatagonien."

Da es nun mit der Unterscheidung der patagonischen und der superpatagonischen Stufe nichts ist, so entsteht die Frage, ob Ameghino's Parallelisierungen auch zuverlässig sind, und ob es sich bei der *Notohippus*-Stufe um eine Einschaltung in der patagonischen Molasse handelt. Aus seinen geologischen Angaben folgt immer nur eins: daß die *Colpodon-*, *Astrapothericulus-* und *Notohippus*-Schichten immer auf patagonischer Molasse liegen, ebenso wie die Santa Cruz-Schichten. Für die *Notohippus*-Schichten sind trotz der vielen Worte die Angaben am ungenauesten. Wie man sich das allmähliche Verschwinden erst der Santa Cruz-, dann der „superpatagonischen" Schichten gegen Westen vorstellen soll, ob als Folge der Denudation oder als Auskeilen oder was sonst, das vermag ich mir nicht klar zu machen. Daß irgendwo direkt über einer der drei älteren Stufen (*Colpodon-*, *Astrapothericulus-*, *Notohippus*-Stufe) noch einmal patagonische Molasse liegt, wird nicht mitgeteilt.

Ameghino's Verfahren bei der Parallelisierung der eogenen *Pyrotherium - Notostylops* - Schichten mit oberkretazeischen

[1] L'âge etc. p. 142/143.

[2] Als typische Lokalität für die *Notohippus*-Schichten wird etwas weiter unten Karaiken, nördlich vom Rio Santa Cruz, nahe dem Lago Argentino, angegeben.

marinen Ablagerungen, die in Wahrheit untereinander gleichalterig sind, von AMEGHINO aber ins Cenoman, Senon und Danien verteilt werden, gibt uns keine Garantien dafür, daß wir uns auf AMEGHINO's Parallelisierung der *Colpodon-*, *Astrapothericulus-* und *Notohippus-*Stufe mit marinen Schichten verlassen können. Auch die Santa Cruz-Formation ist ja in Wahrheit nicht das Äquivalent des höchsten Teils der patagonischen Molasse, sondern, wie aus ihrer Lagerung ohne weiteres hervorgeht, jünger als dieser. Die einzige Stufe, wo eine theoretisch glaubbare, aber deswegen noch nicht glaubhafte Äquivalenz angegeben wird, ist das „Notohippidien", das jener problematischen Diskordanz zwischen der „patagonischen" und superpatagonischen Stufe bei Santa Cruz entsprechen soll.

Es würde aus dem Rahmen dieser Arbeit herausfallen, wenn ich auf diese Schichten näher eingehen wollte, weil die Untersuchung ihrer Säugetierfaunen das entscheidende Wort über ihre Beziehungen zueinander sprechen muß. Zu einer solchen bin ich nicht Fachmann genug, und es erscheint mir außerdem mehr als zweifelhaft, ob auch ein solcher nur nach AMEGHINO's Listen allein ein Urteil fällen könnte.

Ich muß aber gestehen, daß ich nach den geologischen Angaben AMEGHINO's einen Gedanken nicht verdrängen kann, den nämlich, daß wir in der *Colpodon-*, *Astrapothericulus-* und *Notohippus-*Stufe, die in stratigraphischer Stellung und Alter den Santa Cruz-Schichten entsprechenden Ablagerungen einer Festlandsperiode Patagoniens vor uns haben. Aus einer Vergleichung der Fossillisten scheint mir dasselbe hervorzugehen, außer bei der *Colpodon-*Stufe, über deren Stellung ich zu keiner bestimmten Meinung kommen kann. Die Faunen sind nämlich keineswegs so verschieden, wie derjenige glauben muß, der nur die Angaben des Tableau synoptique liest. Da findet sich kaum eine Gattung der einen Stufe in der anderen wieder. Das Bild ändert sich aber, wenn man die Listen der *Astrapothericulus-* [1], *Notohippus-* [2] und Santa Cruz-Stufe [3] miteinander vergleicht. Die drei haben

[1] L'âge des form. séd. de Pat. p. 92.
[2] Daselbst p. 144.
[3] Daselbst p. 151.

viele Gattungen gemeinsam, auch die *Colpodon*-Stufe[1] besitzt solche, die bis in die Santa Cruz-Stufe durchgehen. AMEGHINO's Verzeichnis der Gattungen der Santa Cruz-Stufe[2] ist insofern keineswegs zuverlässig, als er nicht überall angibt, in welcher der drei anderen Stufen sich die Gattungen finden; so findet sich *Homalodontotherium* auch in der *Colpodon*-Stufe, *Acaremys* im Colpodonéen und Notohippidien, *Adelphomys* in ersteren, *Tricardia* in letzterem[3], obwohl das p. 151 nicht angegeben ist.

Außerdem läßt sich natürlich noch gar nicht die Berechtigung der verschiedenen Gattungen etc. feststellen. Wir wissen nicht, ob die Reste, auf die sie gegründet, reichlich genug und gut erhalten sind. Die Liste der *Astrapothericulus*-Stufe ist sehr kurz im Verhältnis zu den anderen, und es finden sich in ihr nur wenige Gattungen, die AMEGHINO nicht auch aus den anderen Stufen namhaft macht[4]. Merkwürdig ist, daß *Astrapotherium* im Colpodonéen, Notohippidien und Santacruzéen vorkommt und nur im Astrapothericulien fehlt, resp. durch *Astrapothericulus* vertreten wird. Auch bei denjenigen Gattungen, die sich in der untersten (*Colpodon*-) und obersten (Santa Cruz-)Stufe finden, aber nicht in den dazwischenliegenden, muß man doch annehmen, daß ihr Fehlen in diesen ein zufälliges ist. So haben wir *Homalodontotherium* und *Adelphomys* nur in jenen beiden, *Abderites* in allen außer in der *Astrapothericulus*-Stufe. Die Gattungen der *Notohippus*-Stufe finden sich allermeist in der Santa Cruz-Stufe wieder und wenn AMEGHINO angibt[5], daß manche Arten nur in die untere, aber nicht in die obere Santa Cruz-Formation reichen, so gibt er damit selbst zu, daß auch innerhalb dieser Stufe Verschiedenheiten in der Fauna vorkommen.

Bisher haben wir uns nur an diejenigen Daten gehalten, die wir AMEGHINO's Schriften entnehmen konnten. Wir sahen aus ihnen, daß aus der Santa Cruz-Stufe viel mehr Gattungen bekannt sind, als aus den anderen Stufen. Man muß deshalb

---

[1] Daselbst p. 95.

[2] L'âge des form. séd. de Pat. p. 151.

[3] Nach den Listen p. 92, 95, 144, 151.

[4] Das Bild, das man nach den Fossilangaben in dem Tableau synoptique bekommt, ist also ganz unrichtig.

[5] L'âge etc. p. 146.

in den Fossillisten jener viele Formen finden, die man in denjenigen der drei anderen Stufen vergeblich sucht. Dagegen finden sich die meisten Arten der *Astrapothericulus*- und *Notohippus*-Stufe und viele der *Colpodon*-Stufe in den Santa Cruz-Schichten wieder.

Ganz anders wird das Verhältnis aber noch, wenn wir SCOTT's „Mammalia of the Santa Cruz beds" zu Rate ziehen. Dies Werk behandelt bis jetzt[1] nur die Edentata. Ich habe mir eine Liste der von ihm beschriebenen Gattungen und Arten zusammengestellt und sie mit AMEGHINO's Verzeichnissen verglichen. Dabei ergab sich, daß in der *Colpodon*-Stufe außer *Proschismotherium*, *Hapaloides* und *Pseudostegotherium*, in der *Astrapothericulus*-Stufe ohne Ausnahme, in der *Notohippus*-Stufe außer *Zamicrus* und in der Santa Cruz-Stufe außer *Dideilotherium* nur solche Edentaten-Gattungen vorkommen, die von SCOTT aus den Santa Cruz-Schichten beschrieben werden.

Wird sich dies Verhältnis auch für die anderen Säugetierklassen, die Nager und Huftiere usw., ergeben, so dürfte darin dann allerdings eine Bestätigung dafür gesehen werden, daß die vier Stufen AMEGHINO's nur geringe oder keine Altersunterschiede haben und alle eine Stellung über der patagonischen Molasse einnehmen, wie man nach AMEGHINO's stratigraphischen Angaben (s. o.) erwarten muß. Sehr zu bedauern ist es, daß SCOTT keine Fundorte angibt; denn so ist es leicht möglich, daß AMEGHINO den Einwurf machen wird, daß HATCHER beim Sammeln eben alles als Santa Cruz-Stufe betrachtet habe.

Insofern ist diese Angelegenheit also vielleicht noch nicht völlig spruchreif; aber wir konnten es uns nicht versagen, auf einige Punkte hinzuweisen.

TOURNOUER konstatiert (l. c. p. 473), daß die *Nesodon*-Schichten, wie er die Santa Cruz-Stufe nennt, auf[2] der pata-

[1] Januar 1905.

[2] TOURNOUER's hübsche Karte zeigt deutlich, wie von Norden nach Süden infolge ihres Südostfallens immer jüngere Schichten ans Meer treten. Sie enthält leider einen sinnstörenden Druckfehler. In der Legende steht bei der senkrechten Schraffur: „Gisements de mammifères inférieurs au Patagonien marin." Diese Schichten sind dann aber auf der Karte als Gisements à *Nesodon* bezeichnet, die doch, wie im Text p. 473 richtig steht, über der patagonischen Molasse liegen.

gonischen Molasse liegen; aber er hat sie nur im Gebiet zwischen Mt. Leon und Cape Fairweather, also nicht in denjenigen Gegenden kennen gelernt, woher Ameghino die *Colpodon-*, *Astrapothericulus-* und *Notohippus*-Fauna hat.

Die jüngsten marinen Ablagerungen des Tertiärs, Paraná-Stufe (ältere Tehuelche-, Entrerios-Formation).

Nachdem die der Santa Cruz-Stufe entsprechende Festlandsperiode durch längere Zeiten in Patagonien bestanden hatte, trat von neuem eine Transgression des Meeres ein, die aber eine weniger weite Ausdehnung gewonnen hat als die der patagonischen Molasse. Ihren Ablagerungen begegnen wir nur in den östlichen Gebieten des Landes. Wir sind über dieselben weniger genau unterrichtet als über die patagonische Molasse. Oft erwähnt sind die Cape Fairweather beds Hatcher's [1], die ihren Namen von einem Kap am Puerto Gallegos erhalten haben. Hier ruhen Sandsteine und Konglomerate von 30—40′ Mächtigkeit diskordant auf der erodierten Oberfläche der Santa Cruz-Schichten. Sie enthalten eine Fauna, die einige Arten der patagonischen Molasse enthält, einige, die solchen nahestehen und endlich einen recht hohen Prozentsatz an lebenden Formen. Soweit wir die Sache übersehen, wird der Zuweisung dieser Schichten zum Pliocän (durch Pilsbry, Hatcher, Ortmann) nicht widersprochen. Ameghino stellt die Cape Fairweather beds in seine „ältere Tehuelche-Formation“ [2] als deren oberste Stufe. Unter ihr liegen das Laziaréen [3] und das Rosaen [4].

[1] Hatcher, The Cape Fairweather beds; a new marine tertiary horizon in Southern Patagonia. Am. Journ. Science. 4. 246 ff. 1897.

[2] Die „jüngere Tehuelche-Formation“ umfaßt die Pampas- und Postpampas-Formation. Die Bezeichnung „Formacion tehuelche“ wird zuerst 1882 von Döring gebraucht. Er nennt sie „glazial“ und versteht darunter die „Rodados de la Patagonia“. Ameghino gebraucht die Bezeichnung in einem ganz anderen Sinne als Döring und früher anders als jetzt. Mercerat hat die Bezeichnung „Rodados tehuelches“ (tehuelchisches Gerölle) eingeführt.

[3] Nach der Sierra Laziar, nördlich vom Rio Deseado. Die genaue Lage kann ich nicht angeben.

[4] Genannt nach dem Cañadon Santa Rosa, 20 km südlich von Punta Desengaño im Puerto San Julian. Hiernach ist Ortmann's Angabe Tertiary Invertebrates p. 309 zu berichtigen.

Hatcher hat behauptet, in der Gegend des Lago Pueyrredon lägen die Cape Fairweather beds konkordant auf Santa Cruz-Schichten, doch ist diese Ansicht nicht durch Leitfossilien unterstützt. Seine erste (1897) Angabe, daß die Cape Fairweather beds nach oben ohne Grenze in die Shingle-Formation übergingen, d. h. in (wahrscheinlich quartäre) Geröllagen, hat Hatcher später (1900) selbst nicht aufrecht erhalten. Nachdem auch die Paraná-Stufe von Borchert[1] für Pliocän erklärt ist, entsteht die Frage, ob sich zwischen dieser und den Cape Fairweather beds Beziehungen zeigen. Ortmann hat diesen Punkt bereits erörtert[2] und wir schließen uns seiner Ansicht an, daß der beträchtliche Unterschied in der geographischen Breite zwischen den beiden Lokalitäten (19½ Breitengrade) einen genügenden Erklärungsgrund für die Verschiedenheit ihrer Faunen bietet. Er verspricht sich eine Lösung der Frage von der Untersuchung der im nördlichen Patagonien vorkommenden Fossilien gleichen Alters. An der genannten Lokalität bei Cañadon Santa Rosa (Puerto San Julian) haben sich gefunden[3]:

Ostrea patagonica d'Orb. var. *tehuelcha* Ih.
Ostrea Ferrarisi d'Orb.
Pecten actinodes Sow.
Scalaria rugulosa Sow. var. *obsoleta* Ih.
Trophon varians d'Orb.
Terebratella gigantea Ortm.

Ostrea Ferrarisi wird jetzt allgemein als = *patagonica* betrachtet, *Pecten actinodes*, *Trophon varians* Ih. (= *T. laciniatus* var. *inornatus* Ortm.) und *Terebratella gigantea* finden sich auch in den Cape Fairweather beds. Bei Darwin Station, etwas südlich des Puerto San Julian fand Hatcher *Ostrea patagonica* und *Trophon laciniatus* var. *inornatus* (= *varians* Ih.) in Schichten, die diskordant über der patagonischen Molasse liegen[4]. Wenn hier wirklich die *Ostrea patagonica* gefunden

[1] Borchert, Die Mollusken-Fauna und das Alter der Paraná-Stufe. Dies Jahrb. Beil.-Bd. XIV. p. 171—245.

[2] Tertiary Invertebrates. p. 308—310.

[3] Ameghino, L'âge des form. séd. de Pat. p. 189.

[4] Ortmann, Tertiary Invertebrates. p. 309. Es ist klar, daß das Festland der *Nesodon*-Periode an seiner Oberfläche teils von patagonischer Molasse, teils von Santa Cruz-(*Nesodon*-)Schichten bedeckt war, als die pliocäne Transgression eintrat. Wo die patagonische Molasse nicht existiert hatte, also vielleicht in der Gobernacion del Rio Negro, oder wo sie schon ganz wieder entfernt war, mußten sich die pliocänen Schichten auf die *Pyrotherium*-Stufe oder die Kreide lagern.

ist — und wir haben um so weniger Ursache, an der Richtigkeit der Bestimmung zu zweifeln, als Ameghino dieselbe Form von der ziemlich nahegelegenen Lokalität Cañadon Sta. Rosa angibt —, so wäre das eine Andeutung dafür, daß Fossilien der Paraná-Stufe und der Cape Fairweather beds sich an solchen Lokalitäten gemischt finden, die, räumlich zwischen diesen beiden extremsten Vorkommnissen liegend, gleichalterige Schichten aufzuweisen haben. Jedenfalls können wir Ameghino's Annahme[1], das „Rosaen" sei eine ältere Stufe als die Cape Fairweather beds, nicht zustimmen. Eine andere Lokalität für dies sogen. Rosaen ist der Bajo de la Pava, nördlich des Deseado[2]. Hier sind gefunden:

Ostrea patagonica var. *tehuelcha*
„ *Ferrarisi*
Pecten actinodes
Pecten aff. *centralis* Sow.
Venus Münsteri d'Orb.,

also eine Fauna, die ebenfalls aus Arten der Cape Fairweather beds und der Paraná-Stufe besteht.

Von einer anderen, nicht namhaft gemachten Fundstelle, am Golfo de San Jorge, liegen Ameghino vor[3]:

Ostrea patagonica var. *tehuelcha*
„ *Ferrarisi*
Pecten paranensis d'Orb. var. *deseadensis* Ih.
Pecten aff. *nodosus* L.
Venus Münsteri d'Orb. (var.)
Trophon varians d'Orb. var. *gradata* Ih.

Diese Lokalität liegt weiter nach Norden als die am Puerto San Julian. Der Umstand, daß sie Formen der Paraná-Stufe liefert, von Ameghino aber den Fundstellen vom Puerto San Julian zur Seite gestellt wird, zeigt aufs beste, daß es die geographische Lage, nicht das Alter ist, welche die faunistischen Unterschiede der südlicheren und nördlicheren Ablagerungen pliocänen Alters bewirkt. Heute bezeichnet der Rio Negro die Grenze zwischen zwei faunistischen Meeresprovinzen; wenn die Grenze im Pliocän etwas weiter südlich, etwa am Deseado gelegen hat, so fügt sich dies Moment folgerichtig in das Bild ein, das wir uns von den Beziehungen zwischen den einzelnen Vorkommnissen der pliocänen Meeresablagerungen Argentiniens machen.

---

[1] L'âge etc. p. 189.
[2] Die genaue Lage wird nicht angegeben.
[3] L'âge etc. p. 189.

Trelew (Chubut) hat nach v. IHERING[1] Versteinerungen der Paraná-Stufe geliefert. Ich kann seine Angaben auf Grund des mir vorliegenden Materiales bestätigen. Ebenfalls hinzufügen kann ich, daß hier offenbar auch Aufschlüsse in anderen Formationen vorhanden sind, so daß leicht eine „Mischung“ verschiedenalteriger Formen entstehen kann. Auch von Carmen de Patagones (Rio Negro) liegen IHERING[2] Paraná-Fossilien vor, und wir vertrauen leicht D'ORBIGNY's Angabe, daß er zwischen dem Rio Negro und der Bahia de las Rosas Versteinerungen gefunden hat, die mit solchen der Paraná-Stufe übereinstimmen. Bei Puerto Pyramides (Bahia Nueva) fand TOURNOUER *Monophora Darwini* DES., eine Paraná-Form.

Den „Rio Negro-Sandstein“ stellt ROTH ins Pliocän, und nach der Fossilliste, die AMEGHINO aus ihm gibt[3], enthält er ebenfalls Paraná-Fossilien. Er bedeckt weite Strecken im Gebiete des unteren Rio Negro.

Eine eigentümliche Fauna weist AMEGHINO's Laziaréen[4] auf. Ich muß mein Urteil über dieselbe aussetzen, bis ihre Beschreibung vorliegt. Immerhin möge darauf hingewiesen sein, daß sie auch *Ostrea Ferrarisi*, *Pecten actinodes*, *Trophon varians* und *Terebratella gigantea*, daneben aber viele ihr eigentümliche Arten enthält. Leider vermißt man stratigraphische Angaben über das Verhältnis zu der Ablagerung vom Bajo de la Pava.

Ohne jede Begründung parallelisiert AMEGHINO das „Rosaen“, „Laziaréen“ und „Fairweatherien“ mit den terrestrischen Ablagerungen anderer Teile der Argentinischen Republik, nämlich dem Araucanéen, Hermoséen und Puelchéen, ferner den Rio Negro-Sandstein mit gewissen, Säugetierreste führenden Sanden von Paraná. In Patagonien sind bis jetzt noch keine Säugetierreste führenden Ablagerungen von gleichem Alter wie das marine Pliocän entdeckt. Hat die pliocäne Transgression nur die atlantischen Küstengebiete betroffen, so hat der übrige Teil Patagoniens sicherlich eine Säugetierfauna genährt. Wenn wir davon nichts erhalten finden, so erklärt

[1] Nuevas obs. sobre mol. cret. y terc. de Pat. p. 230. (Sep.-Abz. p. 6.)
[2] Daselbst.
[3] L'âge etc. p. 228.
[4] Daselbst p. 190.

sich das leicht daraus, daß die sie bergenden Bildungen zuerst den Vorgängen der quartären Periode, der Vergletscherung und den damit in Zusammenhang stehenden Erscheinungen, zum Opfer fallen mußten. Ihre Lage am oberen Ende der Schichtenserie erklärt auch das sporadische Auftreten des marinen Pliocäns, das wohl sicher nur eine Folge der Denudation ist.

Wir könnten im Zweifel darüber sein, welchen gemeinsamen Namen wir dem marinen Pliocän, das sporadisch vom Cape Fairweather bis zum Rio Negro und dann wieder — nach der durch das Gebiet der alten Gebirge im Süden der Provinz Buenos Aires gegebenen Unterbrechung (dieses wurde nicht in die Transgression einbezogen) — am Paraná auftritt, zu geben haben. Der Name Tehuelche-Formation ist unzweckmäßig, weil Döring ihn zuerst auf „glaziale" Bildungen, wie er sagt, d. h. die tehuelchische Geröllformation, dann Mercerat mit der Bezeichnung Rodados tehuelches auf dieselbe angewendet hat, und weil endlich Ameghino auch die Geröllformation, die nach seiner Meinung der Zeit vom älteren Pliocän bis auf die Gegenwart (was für geologische Begriffe!!) angehört, mit diesem Namen bezeichnet. Was hätte es für einen Sinn, marines Pliocän und fluvioglaziale Bildungen des Quartärs durch eine gemeinsame Bezeichnung zusammenzufassen?

„Entrerios-Formation" nennt Ameghino die Paraná-Stufe und die zu dieser in Beziehung stehenden Ablagerungen gleicher Gegend[1], welche Säugetiere, wie *Haplodontotherium, Xotodon, Brachytherium, Euphilus, Tetrastylus, Cardiotherium, Megamys, Eoarctotherium, Protoglyptodon, Pliomorphus, Arhinolemur, Scalabrinitherium, Chlamydotherium, Promegatherium* u. a. führen. Da er aber auch den Rio Negro-Sandstein hinzurechnet, so bezeichnen seine Namen „Entrerios-Formation" und „ältere Tehuelche-Formation" gleichalterige Bildungen.

[1] Ameghino parallelisiert:

Puelchéen	—	Fairweathérien
Hermoséen	—	Laziaréen
Araucanéen	—	Rosaen
Mesopotamien	—	Rionegréen
Paranéen	—	Paranéen.

Es ist aber sehr gut möglich, ja, ich möchte sagen, sicher, daß bei dem eigenartigen Verfahren der Parallelisierung, das Ameghino anwendet — wir haben das namentlich im Fall der *Pyrotherium*-Schichten gesehen —, in Wahrheit, daß Mesopotamien, Araucanéen, Hermoséen und Puelchéen über dem marinen Pliocän liegen und die jüngsten Ablagerungen dieser Stufe, z. T. älteres Quartär, darstellen.

Es muß deshalb der alte Namen Paraná-Stufe für diese gleichalterigen Ablagerungen der pliocänen Transgression beibehalten werden. Dieselben besitzen eine enorme meridionale Ausdehnung durch das ganze östliche Argentinien.

Das Quartär

ziehen wir nicht in den Kreis unserer Betrachtung. Zu ihm gehören nach unserer Auffassung, abgesehen vielleicht von gewissen, Säugetierreste enthaltenden Schichten, die wir soeben erwähnten, alle über der Paraná-Stufe folgenden Bildungen, die Pampas- und die Postpampas-Formation, die Moränen, sowie das tehuelchische Geröll (patagonische Geröllformation, rodados tehuelches, Shingle-Formation). Von letzterem dürfte ein großer Teil aus fluvioglazialen Schottermassen bestehen, in denen sich vielleicht ebenso wie in Europa verschiedenalterige Terrassen unterscheiden lassen. Nur ein mit der Gliederung der europäischen Glazialbildungen vertrauter Geologe könnte uns darüber durch Untersuchungen an Ort und Stelle Klarheit verschaffen. Wie marine Einschaltungen in der Pampas-Formation beweisen, haben Senkungen und Hebungen Patagonien auch in dieser Periode der Erdgeschichte betroffen.

Überblick über die geologische Geschichte Patagoniens in der Kreide- und Tertiärperiode.

Das im großen und ganzen überall auf der Erde geltende Gesetz, daß in den tertiären Faltengebirgen die Formationen in anderen Fazies auftreten als in den ungefalteten Gebieten, bestätigt sich auch in Patagonien. Bedeutende Verschiedenheiten zeigen sich in den faziellen Verhältnissen der andinen Schichtenfolge gegenüber denjenigen in den, das außerandine Patagonien aufbauenden, Formationen.

Die wilde Gebirgswelt der Cordilleras de los Andes südlich des 41. Breitengrades ist geologisch noch unvollkommen erforscht. Nach dem Wenigen, was wir wissen, liegen in ihrem Gebiet über metamorphen Gesteinen unbekannten Alters dieselben Porphyrtuffe und -konglomerate der oberen Juraformation, die weiter im Norden an dem Aufbau des Gebirges einen so hervorragenden Anteil nehmen. Darüber folgt dann die Kreide, die mit jenen an Ammoniten reichen Ablagerungen beginnt, die von Hauthal am Cerro Belgrano aufgefunden sind. In ununterbrochener Sedimentation lagerten sich in demselben Meere die Schichten der Pueyrredon-Series ab, die nach Stanton etwa dem Gault entsprechen dürften. Im nordwestlichen Teile der Gobernacion Santa Cruz scheint nach dieser Epoche eine Trockenlegung erfolgt zu sein, denn die Areniscas abigarradas, welche die Pueyrredon-Series überlagern, sind von diesen durch eine Diskordanz getrennt[1]. Es ist nicht leicht, über die geologischen Verhältnisse dieser Gegend zu einer klaren Vorstellung zu kommen. Sind diese Areniscas abigarradas identisch mit den Gesteinen des zentralen Patagoniens, denen man diesen Namen vornehmlich beigelegt hat, so wäre damit das Alter dieser letzteren, deren Liegendes man in den außerandinen Gebieten nicht kennt, vorzüglich festgelegt. Gleichzeitig würde sich dann aber auch die Frage erheben, ob wir mit voller Berechtigung die Pueyrredon-Series der andinen Schichtenfolge zuweisen dürfen.

Im Süden, in dem zwischen dem Lago Argentino und dem Seno de la Ultima Esperanza gelegenen Abschnitt der Anden, treffen wir als ältestes Gestein am Ostabfall der Kordillere einen sehr harten, festen, mittelfeinkörnigen Sandstein an, der außer einem am Lago Hauthal gefundenen Pflanzenrest kein Fossil geliefert hat[2]. Über diesem Sandstein liegen konkordant in etwa 700 m Mächtigkeit jene dunklen Tonmergel und Kalke, zu denen die Schichten des *Inoceramus Steinmanni* Wilck. gehören. Diese sind obere Kreide. Wir kennen aus der Pueyrredon-Gegend bis jetzt nichts, was wir als Äquivalent dieser Schichten anzusprechen Ursache

---

[1] Vergl. das Profil von Hauthal, p. 57.

[2] Briefliche Mitteilung von Herrn Prof. Hauthal.

hätten. Über ihnen folgt konkordant wieder Sandstein, und zwar zunächst ein etwa 500 m mächtiger Komplex, der außer undeutlichen Pflanzenresten und äußerst schlecht erhaltenen unbestimmbaren Mollusken keine Versteinerungen geliefert hat. Sein Hangendes, ebenfalls Sandstein, enthält an der Sierra Contreras und am Cerro Cazador Ammoniten und darüber folgen diejenigen Schichten, die wir als die der *Lahillia (Amathusia) Luisa* Wilck. bezeichnet und ins Senon gestellt haben.

Wir unterlassen es absichtlich, die hieraus sich ergebende Schichtenfolge in Form einer Tabelle neben die ebenso angeordnete Schichtenfolge der San Martin-Pueyrredon-Gegend (vergl. p. 121) zu stellen, weil wir überzeugt sind, daß sich über die Parallelisierung der Ablagerungen noch nichts anderes als vage Vermutungen äußern läßt. Entspricht die Sandsteinmasse unter den *Inoceramus Steinmanni*-Schichten den Areniscas abigarradas, zumal da sich in beiden nur spärliche Pflanzenreste gefunden haben, also beide anscheinend unter ähnlichen Bedingungen entstanden sind? Entsprechen die *Steinmanni*-Schichten der Diskordanz zwischen den Areniscas abigarradas und den Lower Lignite beds oder diesen letzteren? Lagerten sich die mächtigen, fast fossilleeren Sandsteine über den *Steinmanni*-Schichten zu derselben Zeit ab, als sich in der Gegend des Lago San Martin die guaranitischen Sandsteine bildeten? Wir wissen darüber noch nichts, und es wäre deshalb verfrüht, zu versuchen, auf diese Fragen eine Antwort zu geben.

Ob die Pueyrredon-Series in dem bezeichneten südlichsten Teil der Kordillere vorhanden ist, ob dort zur Zeit ihrer Ablagerung Meer oder Festland war, ob die Kreide vom Mt. Tarn vielleicht derselben Epoche oder den neokomen Schichten vom Cerro Belgrano entspricht, das alles ist ebenfalls noch unbekannt.

Gleichwohl kommt auf diese Fragen viel an, weil aus ihrer Lösung auch etwas Licht auf die ältere Geschichte des außerandinen Patagoniens fallen würde. Für diese fehlt es uns noch durchaus an den nötigen Dokumenten. Als älteste Ablagerung erscheinen in diesen weiten Regionen die „Areniscas abigarradas". Sind dies dieselben wie diejenigen, die Hatcher in der Pueyrredon-San Martin-Gegend, sowie Hauthal am Cerro Belgrano mit diesem Namen belegt und die diskordant

über der unteren Kreide liegen, so wäre ihr Alter als oberkretazeisch gesichert. Die petrographischen Eigenschaften dieser festen, fossilleeren Sandsteine erinnern an die unseres Buntsandsteins, und wie bei diesem muß man, scheint es, auch für jene die Voraussetzung machen, daß ihrer Bildung eine Periode trockenen, heißen Klimas voranging, welche dies gewaltige, klastische Material von oft lebhaften Farben hervorbrachte. Ob der Kontinent, von dem dies Material stammt, in Patagonien selbst oder in irgend einer Himmelsrichtung anderswo zu suchen ist, tut dabei zunächst nicht viel zur Sache, und ebensowenig die Frage, ob die Areniscas abigarradas mariner oder äolischer oder beider Entstehung sind. Man hat sich über diesen Punkt ja auch bei unserem Buntsandstein noch nicht ganz verständigt. Man muß sich begnügen, in bezug auf die Geschichte des außerandinen Patagoniens, soweit sie der Ablagerung der Areniscas abigarradas vorangeht, unsere absolute Unwissenheit einzugestehen.

Auf einem Lande, dessen Boden durch die Areniscas abigarradas gebildet wurde, lebten dann jene gewaltigen Dinosaurier, deren Reste uns die guaranitischen Sandsteine aufbewahren. Diese letzteren erinnern nach ihrer petrographischen Beschaffenheit, soweit man nach der Literatur urteilen kann, nicht wenig an unseren Keuper, und die Entstehungsart mag in der Tat bei beiden eine ähnliche sein. Die guaranitischen Sandsteine werden gemeiniglich als obere Kreide betrachtet.

Das Weltmeer, das in der cenomanen Epoche viele Gebiete, die vordem Land gewesen waren, in seinen Bereich zog, jedoch im Turon wieder eine kleine Einbuße erlitten hatte, machte im Senon einen neuen Vorstoß[1], dem auch Patagonien in seiner ganzen Ausdehnung zum Opfer fiel — das außerandine wenigstens; denn in der Gegend der Kordillere mag wohl ein Nord-Süd gerichteter Streifen Landes übrig geblieben sein, da dort senone Ablagerungen bis jetzt noch nicht bekannt geworden sind, und die Art und Weise, wie die Quiriquina-Schichten an der Westküste von Chile auftreten, ebenfalls für das Vorhandensein eines andinen Kon-

[1] Ich drücke mich, um kurz zu sein, etwas naiv aus. Die Komplikation der Transgressionserscheinungen ist mir wohl bekannt.

tinentes zu sprechen scheint[1]. Das senonische Meer erzeugte eine Ablagerung, die sich, wohl meist auf den guaranitischen Sandsteinen oder Areniscas abigarradas als Grundlage, von Roca[2] im Norden bis zur Sierra Dorotea im Süden, und vom Chico und dem Cerro Cazador im Westen bis nach Alsina (Chubut) und Malaspina im Osten ausdehnt. Wir haben sie die San Jorge-Stufe genannt und uns bemüht, das Vorhandensein dieser Transgression durch das ganze außerandine Patagonien nachzuweisen, soweit das nicht, wie im Südosten des Landes, dadurch unmöglich war, daß überhaupt nur jüngere Schichten zutage treten. Die San Jorge-Stufe liegt durchgängig fast horizontal, und nur am Rande der Kordillere ist sie, wenigstens in der Cerro Cazador-Gegend, noch von der Faltung ergriffen und aufgerichtet. Sie scheint im Süden reichlicher entwickelt zu sein, die marine Sedimentation hat dort auch schon zu einer früheren Epoche begonnen, oder, was dasselbe ist, das Meer hat dort schon länger existiert. Die Fazies ist hier mehr sandig, im Norden mehr mergelig, woher sich denn auch beträchtliche Verschiedenheiten in den Faunen der einzelnen Aufschlüsse, die sporadisch über ein enormes Gebiet (Längsausdehnung ca. 12 Breitengrade) verteilt sind, bemerkbar machen.

Die durch die San Jorge-Stufe bezeichnete Meeresbedeckung war von nicht sehr langer Dauer. Spätestens in jenem Abschnitt der Erdgeschichte, der dem überall vorhandenen Hiatus zwischen der Kreide und dem Tertiär entspricht, wurde Patagonien wieder Festland und auf diesem entwickelte sich jenes durch Ameghino der wissenschaftlichen Welt erschlossene Säugetierleben, das uns ebenso durch die Merkwürdigkeit wie durch die Mannigfaltigkeit seiner Repräsentanten interessiert. In dieser, dem Eocän und jedenfalls dem größten Teil des Oligocäns entsprechenden Zeit war

[1] Das ist aber schließlich auch durchaus nicht gewiß und der andine Kontinent des Senons mag vielleicht dereinst ebenso vor uns versinken wie die ehemalige Schwarzwaldinsel des Jurameeres, die heute längst der Legende angehört.

[2] Die Roca-Fauna zeigt in gewisser Weise tertiären Habitus. Ähnliches ist jüngst von einer oberkretazeischen Fauna aus Persien durch Douvillé berichtet.

Patagonien von *Pyrotherium*, *Notostylops*, *Leontinia* und all den anderen sonderbaren Formen bevölkert, die der südamerikanischen Fauna jener Tage das überaus eigenartige Bild verleihen, wie es noch ein Teil der heutigen Säugetierwelt Südamerikas bietet.

Am Ende der Oligocänzeit oder im Untermiocän trat eine Transgression ein, welche zur Ablagerung der patagonischen Molasse führte. Sie erging über einen Kontinent, dessen Oberfläche infolge der langen Denudationsperiode des älteren Tertiärs teils durch guaranitische Sandsteine, teils durch San Jorge-Stufe, teils durch *Pyrotherium*- und *Notostylops*-Schichten gebildet wurde. Die positive Strandverschiebung, die erfolgte, kann kein sehr hohes Ausmaß erreicht haben. Mehr als einige hundert Meter hat sie nicht betragen und der Senkung folgte relativ rasch eine allmähliche Hebung, durch die Patagonien wieder aus den Fluten tauchte. Das Material für die mächtigen und im einzelnen sehr mannigfaltigen Sedimente, die in diesem Meere zum Absatz gelangten, mag, wenigstens teilweise, von der im Anfang ihrer Hebung begriffenen Kordillere stammen. Ein Kontinent scheint aber auch zu dieser Zeit zwischen dem atlantischen und dem pacifischen Becken bestanden zu haben, worauf das Verhalten der gleichalterigen chilenischen Tertiärbildungen hindeutet. Wir verzichten darauf, Verbindungen des patagonischen Molassemeeres mit allgemeinen Ausdrücken anzudeuten. Man findet bei Ortmann[1] eine Darstellung der paläogeographischen Verhältnisse der südlichen Hemisphäre zur Tertiärzeit[2].

Die noch zur Miocänzeit wieder erfolgte Regression des patagonischen Molassemeeres steht zweifellos in innerem Zusammenhang mit der Bildung der Kordillere. Diese gebirgs-

---

[1] Tertiary Invertebrates. p. 310 ff.

[2] Wenn ich (Über Fossilien der oberen Kreide Südpatagoniens. p. 599) gesagt habe, sehr tiefgreifende Veränderungen in den geographischen Verhältnissen Südpatagoniens seien in der Zeit zwischen Senon und Miocän nicht eingetreten, so meinte ich damit, daß die Meeresverbindungen im großen und ganzen dieselben blieben und daß irgendwo in jenen Gegenden der südlichen Hemisphäre ein Meer existierte, in dem die Fauna der *Luisa*-Schichten sich z. T. zu den Formen der patagonischen Molasse weiter entwickelt hat, was ich aus den nahen Beziehungen mancher der Kreidearten zu den miocänen schloß.

bildenden Vorgänge hatten zur Folge, daß gewaltige, lakkolithische Granit- und Dioritmassen in die kretazeischen Gesteine der Kordillere drangen und daß gewaltige Ergüsse eruptiven Materials erfolgten. Diese vulkanischen Ausbrüche, die z. B. in der Sierra de los Baguales südlich vom Lago Argentino ein ganzes vulkanisches Gebirge aufbauen, durchdringen die patagonische Molasse, die nunmehr den Boden eines Festlandes bildete, auf dem sich bald ein neues und kaum weniger reiches Tierleben als das der *Notostylops-Pyrotherium*-Periode entfaltete.

Diese mittel- oder obermiocäne Säugerfauna, deren Reste uns in den Santa Cruz-Schichten aufbewahrt sind, birgt nur wenige Gattungen aus der *Pyrotherium*- und *Notostylops*-Formation. Wenn wir AMEGHINO's Listen vergleichen, so ergibt sich, daß in seiner Santa Cruz-Formation nur drei, nämlich *Hapalops*, *Peltephilus* und *Prozaëdius*, im „Notohippidien" nur *Prodasypus* (nach SCOTT = *Stenotatus*), *Peltephilus*, *Prozaëdius* und im „Colpodonéen" nur gleiche Ordnungen und Familie, aber nicht gleiche Gattungen wie in der *Pyrotherium*-Stufe vorkommen. Aus letzterer käme also in den Santa Cruz-Schichten in unserem Sinne nur *Hapalops*, *Peltephilus*, *Prozaëdius* und *Prodasypus* vor.

In der Tat muß sich die *Pyrotherium*-Fauna vor der hereindringenden Transgression der patagonischen Molasse zurückgezogen haben und dabei vielleicht in Gebiete gedrängt worden sein, wo andere Lebensbedingungen bei manchen Gattungen geradezu das Erlöschen, bei vielen anderen aber Veränderungen erzeugen mußten. Nach AMEGHINO's Namen zu urteilen, die bei der *Pyrotherium*-Fauna vielfach die Namen der Santa Cruz-Gattungen mit einem Eo-, Pro- und Par- sind, bestände ein Teil der Santa Cruz- aber doch aus Abkömmlingen der *Pyrotherium*-Fauna, die wieder von ihrem einstigen Gebiet Besitz ergriffen, wenn auch ihr König, das *Pyrotherium*, nicht mit aus der Verbannung zurückkehrte. Jedenfalls bietet auch die Santa Cruz-Fauna, wie GAUDRY[1] hervorhebt, viel des Wunderbaren und Erstaunlichen.

Es ist möglich, aber keineswegs beweisbar, daß die Sedimente des außerandinen Patagoniens bereits zu dieser Zeit,

[1] Bull. Soc. Géol. de France. 4. sér. Tome III. p. 473.

im Gefolge der Auffaltung der Anden, die ihnen jetzt eigentümliche, schwach südostwärts fallende Lage angenommen hatten. Dann dachte sich das Land während der Santa Cruz-Periode gegen den Atlantischen Ozean ab und es wäre damit erklärt, warum die Transgression, die im Pliocän eintrat, auf die östlichen, der atlantischen Küste benachbarten Teile Patagoniens beschränkt blieb. Es liegt nahe, eine gleichmäßige Senkung des ganzen südlichen Teiles von Südamerika zu dieser Zeit anzunehmen, weil sich auch an der pacifischen Küste, in Chile, Ablagerungen dieser Epoche finden. Wir haben gesehen, daß die Vorkommnisse der Paraná-Stufe, die sich bei dieser Transgression bildeten, sporadisch an der ganzen Ostküste Argentiniens auftreten.

Die Paraná-Stufe ist die jüngste Meeresablagerung der Tertiärzeit in Patagonien. Auf sie folgen wieder Landbildungen, die dann zu jener Periode hinüberleiten, in der ein kälteres, niederschlagsreicheres Klima, wie über die übrigen Teile der Erde, so auch über Patagonien hereinbrach. Die glazialen Erscheinungen (im weiteren Sinne) haben Patagonien ihren eigenartigen Stempel aufgedrückt, sie hatten einen bedeutenden Einfluß auf die Gestaltung seiner Topographie und waren nicht zum wenigsten die Ursachen, welche in der andinen Region jene eigenartigen orographischen und hydrographischen Verhältnisse schufen, durch welche die Grenzstreitigkeiten zwischen Argentinien und Chile herbeigeführt sind.

Unser Versuch, die geologische Geschichte Patagoniens zusammenzufassen, beruht zum Teil auf den in der Literatur niedergelegten Beobachtungen. Er gibt daher nur dasjenige Bild, das sich uns heute, nach dem Stande unserer Kenntnis, entrollt. Jede neue Beobachtung und Untersuchung wird dies Bild vervollständigen und erweitern; die Zukunft wird aber auch bald zeigen, ob die auf diesen Blättern zum Ausdruck gekommene Auffassung die richtige ist. Ist sie korrekt, so wird man in Patagonien die Schichten der San Jorge-Stufe stets über den guaranitischen Sandsteinen, die *Notostylops-*, *Astraponotus-* und *Pyrotherium-* nie unter der San Jorge-Stufe antreffen, und in keinem normalen Profil wird die patagonische Molasse unter *Pyrotherium-* oder über Santa Cruz-Schichten liegen.

Schichtenfolge im ausserandinen Patagonien (Kreide und Tertiär).

Pliocän	Paraná-Stufe	Transgression im atlantischen Gebiet
Mittleres und oberes Miocän	Santa Cruz-Stufe	Regression
Unteres Miocän	Patagonische Molasse	Transgression
Eocän und Oligocän	*Pyrotherium-Notostylops*-Schichten	Regression
Senon (Oberes Senon + Danien?)	San Jorge-Stufe	Transgression
Obere Kreide?	Guaranitische Sandsteine	Regression
?	Areniscas abigarradas	?

Bemerkungen zur Karte.

Die angeheftete Karte soll keine geologische, sondern in erster Linie eine geographische Karte sein, welche die Lage derjenigen Lokalitäten veranschaulicht, welche in der vorliegenden Arbeit genannt sind. Durch gewisse Signaturen sind die San Jorge-Stufe, die patagonische Molasse und die Paraná-Stufe markiert worden. Es konnte dies leider nur in der Weise geschehen, daß diese Signaturen unter die Namen gesetzt wurden. Dabei mußten einige Namen mehrere Signaturen erhalten, wie z. B. die Sierra de los Baguales oder der Golfo de San Jorge. Von letzterem wird z. B. bei Ameghino angegeben, daß an einer nicht näher bezeichneten Lokalität seiner Küste Paraná-Stufe vorkäme und ebenso ist der Bajo de la Pava im Bereich dieses Meerbusens zu suchen, ohne daß ich diese Lokalität auf den mir zugänglichen Karten gefunden hätte. Da blieb mir dann nichts anderes übrig, als unter den Namen des Golfs auch das Zeichen der Paraná-Stufe zu setzen, ein Notbehelf, bei dem aber doch die Verbreitung der Formation zum Ausdruck kommt. Unmöglich war es aber, die Verbreitung der guaranitischen Sandsteine und der Areniscas abigarradas zu verzeichnen, weil von ihnen wenig genaue Fundorte genannt, meist aber nur ganz allgemeine Angaben nach Gobernacionen und Flüssen gemacht werden. Auch die Markierung der andinen Kreideablagerungen war nicht möglich, schon wegen der einstweilen noch vorhandenen Unmöglichkeit, die nördlichen und die südlichen genau miteinander zu parallelisieren. Besonders lag mir daran, die Verbreitung der San Jorge-Stufe anschaulich zu machen, und das Bild, das die Karte in dieser Hinsicht und in bezug auf die Paraná-Stufe bietet, ist recht überraschend.

Leider habe ich auch die Ausdehnung der patagonischen Molasse nur unvollkommen bezeichnen können. Sie dehnt sich, von der Küste weg, weit in das Innere des Landes aus, z. B. von Puerto Santa Cruz in nordwestlicher Richtung bis in die Gegend des Lago Pueyrredon, über die Gebiete des unteren Rio Seco und unteren Rio Deseado. Im Zusammenhang bildet sie die Küste von einem Punkte nördlich von Casamayor bis zum Coy Inlet, wo die Santa Cruz-Stufe in

das Niveau des Meeres tritt. Auch an der Küste östlich des Lago Colhuapi und von der Mündung des Rio Chubut eine weite Strecke südwärts zeigt sich nach TOURNOUER[1] patagonische Molasse. Daß sie sich auch in diesen nördlicheren Gegenden weit im Inneren des Landes findet, scheint IHERING's Angabe[2] von ihrem Auftreten an einer Lokalität Corral Foyel, südöstlich vom Nahuel Huapi (und wahrscheinlich am Fuß der Kordillere), zu beweisen.

Nachschrift.

Zwischen Korrektur und Revision erhalte ich von Herrn v. IHERING die freundliche Mitteilung, daß der Name *Amathusia* in *Lahillia* zu ändern ist. GROSSMANN hat festgestellt (Rev. crit. de pal. **3**. 1899. 134), daß es, ehe PHILIPPI die Gattung aufstellte, schon einen Käfer *Amathusia* gab. Ich habe daher, soweit es noch ging, für *Amathusia Lahillia* gesetzt.

Inhaltsübersicht.

[1] Dessen Karte (Bull. Soc. Géol. de France. 4. sér. **3**. 465) wir diese Daten entnehmen.

[2] Nuevas observaciones sobre moluscos crétaceos y terciarios de Patagonia. (Rev. del Mus. de La Plata. **11**. 1904. p. 229) (Sep.-Abz. p. 5.)

Das Quartär von Sylt.

Von

F. E. Geinitz in Rostock.

Mit Taf. VI—IX.

Die Geologie der Insel Sylt hat nach der klassischen Monographie durch LUDWIG MEYN unzweifelhaft in den Veröffentlichungen von E. STOLLEY[1] die ausführlichste und beste Bearbeitung gefunden. Bei aller Anerkennung derselben habe ich doch über einige Punkte eine andere Auffassung, die ich, nach einem Besuche im Anfang März d. J. (wo nach den Winterhochwässern das Küstenprofil frische, noch nicht durch Abrutsch und Sandanwehungen verdeckte Aufschlüsse bot), hier vortragen möchte.

Sylt bildet den Überrest eines ehedem weit nach Westen sich erstreckenden Gebietes des nordwestdeutschen Diluviallandes, welches infolge der späteren Senkung nunmehr ein Opfer der vorwärtsschreitenden See wird[2]. Die heutigen

---

[1] E. STOLLEY, Geologische Mitteilungen von der Insel Sylt. I.—III. 1900—1901. Arch. f. Anthrop. u. Geol. Schleswig-Holsteins. (Im folgenden zitiert als I., II. oder III.) — Das Alter des nordfriesischen „Tuuls". Dies. Jahrb. 1905. I. p. 15—32 (zitiert als Tuul). — Die übrigen Arbeiten STOLLEY's u. a. finden sich in diesen drei Schriften angeführt.

[2] Die alljährlichen Aufmessungen haben einen durchschnittlichen Rückgang des Ufers um 0,25 m pro Jahr ergeben. Es interessiert vielleicht einige der größten Werte des Uferrückganges zu erfahren:

In dem Zeitraum von 1884—1904 betrug der Rückgang

Küstenprofile schneiden demnach das Land gewissermaßen willkürlich an, sie zeigen in dem hier selten schönen Kontrast der „Düne" und des unterlagernden „Klintes" oder Kliffs, daß auf dem einstigen flachwelligen, aus Tertiär mit Diluvialdecke bestehenden Lande in verhältnismäßig junger Zeit von Westen her mächtige Dünensandaufwehungen landeinwärts gewandert sind. Im Norden und Süden sehen wir nur diese Dünen, im mittleren Teile der Insel unter der Düne auch das Diluvium und unterlagerndes Tertiär zutage treten (s. Bilder STOLLEY, Tuul. Fig. 1. Sylt. III. Taf. 3), in einer ehemaligen Bodensenke auch das alte Torflager des Tuul noch in spärlichen Resten.

Wer die Arbeiten STOLLEY's liest, muß sich Sylt geradezu als Eldorado für einen Diluvialgeologen vorstellen; denn man findet danach hier auf engem Raume zusammen alles, was der Glazialgeologe begehrt:

1. die Vertreter aller drei Eiszeiten;
2. das erste Interglazial in dem Tuul, vielleicht sogar Andeutungen von marinen Bildungen dieser Zeit;
3. das zweite Interglazial in der Austernbank des Panderkliffs;
4. postglaziale Bildungen im Wattentuul, gesenkt in der *Litorina*-Zeit;
5. dazu, ganz abgesehen von den schönen Tertiäraufschlüssen, die von MEYN meisterhaft geschilderten Alluvialbildungen des Heidesandes, der Dünen, Watten, den marinen Tuul u. a.

Ich fand allerdings anderes: weder die Spuren der drei Eiszeiten, noch irgend eine Interglazialbildung! Um die Verhältnisse nicht „beiseite zu schieben", möchte ich meine Beobachtungen hier mitteilen. Es zeigte sich bei meinem Besuche

---

bei Buhne 2 Nord	. . . .	30 m	
„ „ 3	. . . .	40 „	
„ „ 7	. . . .	22 „	
„ „ 10	. . . .	30 „	
„ „ 15	. . . .	33 „	
„ Kurhaus Kampen	. . .	40 „	
„ Buhne 34 (List)	. . .	76 „	(Dünengebiet im Norden).

Gegenwärtig verlegt man wieder die Strandhallen von Westerland weiter landeinwärts.

wieder, wie wechselnd ein Aufschluß nach gewisser Zeit erscheinen kann und wie auch bei so langen Strecken frischer Entblößung die wahre Natur von Anschnittsprofilen oft nicht leicht zu erkennen ist. Sehr auffällig war z. B. das Vorkommen von vielen typischen glazialen Stauchungserscheinungen, die von allen bisherigen Beobachtern ausdrücklich als nicht vorhanden angegeben waren.

a) Die Moräne.

Zunächst ist die Angabe Stolley's (III. 8) zu bestätigen, daß die Moräne des Roten Kliffs durchaus den Charakter einer Grundmoräne hat, die auch als Lokalmoräne bezeichnet werden kann. An eine „Umarbeitung durch die Brandungswelle“ (Zeise) ist nicht zu denken. Die im frischen Zustand graue oder graugelbe Moräne hat an den verschiedenen Stellen oft eine recht variierende Beschaffenheit, typisch ist ihr sandiger Habitus, oft kommt auch eine deutliche Aufschichtung (durch Schmelzwässer) vor, und zwar sowohl in den oberen Partien (wo auch an die Innenmoräne gedacht werden kann), wie in den unteren, wobei es bis zu Wechsellagerung mit dünnen Sandschichten kommt. (Auf Taf. VI, rechte Seite des Bildes, sieht man, wie der obere geschichtete Feinsand an seiner unteren Grenze gegen die Moräne hübsche Schichtenfältelungen besitzt.) Die lagenweise Verteilung von Geschieben ist bisweilen zu beobachten (z. B. gegenwärtig nördlich von Buhne 9). Außer Quarzen finden sich nicht selten auch größere Schollen von weißgelbem Sand als einheimische Geschiebe, die in gefrorenem Zustand als Erratica aufgenommen sein müssen.

Die Mächtigkeit der Moräne möchte ich nicht zu hoch angeben, als größten Wert darf man vielleicht schätzungsweise nur 10 m annehmen, meist ist sie aber bedeutend geringer.

Die größere Durchlässigkeit der Moräne gegenüber anderen Normalvorkommen betont Stolley.

Daß der Charakter der Moränen an einigen Stellen weniger verändert ist, beruht auf der geringeren Durchlässigkeit der betreffenden Stellen des Untergrundes; überall habe ich an solchen Stellen gefunden, daß dort nicht mächtiger reiner Kaolinsand das Liegende bildet, sondern daß in demselben

sehr bald tonige Schichten bis sogar reiner weißer Ton folgte.

Den ausführlichen Untersuchungen über die Geschiebe habe ich keine Ergänzungen hinzuzufügen.

In tieferen Lagen des auf der Insel verbreiteten Geschiebesandes tritt die Moräne auch bisweilen auf.

Daß auch der typische „Soll“ nicht fehlt, sieht man an der Klentum Kuhl, jenem von Meyn als Erdfall beschriebenen runden Wasserloch zwischen der alten Landstraße und der Bahn südlich von Wenningstedt.

b) Das alte Sanddiluvium.

Stolley zeigte, daß die oberen Partien des unter der Moräne liegenden, scheinbar reinen Kaolinsandes durch die Agentien der Diluvialzeit aufgearbeitet, mit Diluvialsand vermischt sind und gegen ihre obere Grenze hin an vielen Stellen Diluvialgeschiebe enthalten, die oft den Charakter sandgeschliffener Kantengerölle haben.

Es ist sehr schwer oder vielmehr unmöglich, zwischen dieser älteren Diluvialzone und den Miocänsanden eine scharfe Grenze zu ziehen; Stolley meint, diese ältere Zone habe eine sehr beträchtliche Mächtigkeit, und solche Stellen, wo der Tertiärsand unmittelbar mit der Moräne in Berührung tritt, seien nur vereinzelt. Die Trennung sei nur durch das Vorkommen von Diluvialgeschieben aufrecht zu erhalten, sonst noch durch die ausgeprägt diskordante Parallelstruktur gegenüber dem fast stets normal parallel geschichteten oder gebankten Tertiärsand. Dem gegenüber muß ich allerdings darauf hinweisen, daß mehrfach in dem weißen Sand umgekehrt oben normale und unten diskordant parallele Schichtung zu beobachten ist.

Das „obere Grenzkonglomerat“ dieses Horizontes findet sich überall an der „unteren scharfen Grenzlinie der Moräne“, von wechselnder Dicke, z. T. zu einer Mächtigkeit von 1 m anwachsend, „wobei Lagen rostigen verkitteten mit Lagen schwärzlich gestreiften Sandes abwechseln“, z. T. scheint sogar die untere Kante der Moräne selbst diese Zone zu bilden; „es herrscht ein großer Wechsel in der Ausbildung des Grenzhorizontes“.

Stolley hält es „für wahrscheinlich, daß die eigentliche Grenzschicht an der Unterkante der Moräne ihren Eisengehalt und ihren festen Charakter der überlagernden Moräne oder vielmehr den Sickerwässern verdankt, welche die ganze Moräne, dieselbe oxydierend, durchdrangen und den unterwegs aufgesammelten Gehalt an Eisenoxydhydrat an deren unteren Grenze wieder absetzten“ und sieht ihn daher sehr richtig als ein Analogon der jüngeren Heidesandbildungen an. II, 15 wird berichtet, daß es auch wohl topfartige Ausstülpungen und dann feste, undurchdringliche Lagen von typischem Ortstein bildet.

Der Geschiebeinhalt dieser altdiluvialen Sande besteht allermeist aus den Quarziten des Tertiärs. Stolley wies nun weiter die interessante Tatsache nach, daß die übrigen Geschiebe aus rein nördlicher Richtung stammen, das Hauptnährgebiet also ein relativ westliches war, und eine von Nordosten gerichtete Eisbewegung anscheinend gefehlt hat (wenn sie auch nicht ganz ausgeschlossen zu sein scheint); der Süden und Osten Schwedens und das Baltikum hätten für diese Ablagerungen, im Gegensatz zu der nachfolgenden Hauptvereisung, nach Sylt kein Material geliefert.

Stolley betrachtet die „altdiluviale Sandzone“ als „interglazial im weiteren Sinne“ und trennt einen unteren, rein fluviatilen Horizont der ersten Abschmelzperiode von einem oberen Sandschliffhorizont der eigentlichen Interglazialzeit I. Allerdings gelinge es nur mit größter Mühe, Miocänsand und Diluvialsand zu trennen; auch eine Tonbank im weißen Sand erklärt er jetzt für diluvial.

Schließlich behauptet Stolley (Tuul, 28), daß das Material der altdiluvialen Ablagerungen nicht etwa bloß aus der Entfernung von dem ältesten Eise geliefert worden sei, sondern glaubt sogar unverschlämmte Reste der altdiluvialen Moräne gefunden zu haben, die er mit der sogen. ältesten Moräne Hamburgs identifiziert.

Diese Auffassung hat sich bei Betrachtung der vorzüglichen Neuabbrüche dieses Frühjahrs als Irrtum erwiesen.

Stolley sah bei Buhne 9 folgendes, scheinbar klarstes Profil:

über 2 m hoch von der Basis des Strandkliffs untere Moräne,
3—4 m altdiluviale Sande,
darüber (mit weniger scharfer Grenze) die Hauptmoräne.

Eine Gesamtansicht der Stelle ist auf Taf. VI photographiert, die stehengebliebene Ecke der „unteren Moräne“ ist durch den jungen Mann ersichtlich.

Es liegt hier eine großartige schleifenförmige Biegung der Moräne mit ihrer Unterlage vor, wie sie allerdings im einfachen Abschnittsprofil nicht leicht zu erkennen ist, aber für ein geübtes Auge nichts Neues darstellt und an bekannte anderweite gleiche Vorkommnisse erinnert. Zum Verständnis derselben mag vorerst auf zwei andere einfachere Vorkommnisse verwiesen sein, die auch STOLLEY richtig gedeutet hat:

180 Schritt nördlich von Buhne 7 sieht man, nachdem bisher einfach etwa 1 m Geschiebesand auf weißem Kaolinsand das Kliff gebildet hatte, (nach einer 12 Schritt breiten Schutthalde) plötzlich bis unten hin, d. i. auf 5,5 m den roten Geschiebemergel das Kliff bilden, bis gleich darauf wieder das vorige Profil erscheint, im weißen Sand hübsche Stauchungen zeigend. Der rote sandige Geschiebemergel ist in den unteren Partien aufgeschichtet und schießt ca. 20° zum Lande ein. Es ist nichts anderes, als eine nach West, d. i. zur See hin gebogene, gewölbeartige Geschiebemergelpartie, die jetzt hier von der Strandlinie abgeschnitten ist; STOLLEY hat dies Vorkommen auch nicht als untere Moräne angesehen, sondern spricht (Tuul, 22) von einer durch die Hauptmoräne ausgefüllten „Senke“.

Weiter sagt er an derselben Stelle, daß auch an der Kampener Treppe „die sonst viel höher liegende Hauptmoräne sich in der steilen Mulde so tief senkt, daß sie hier auf kurze Strecke den Strand bildet“. Hier war jetzt durch frischen Abbruch eine prächtige, steil aufsteigende Schleife von gelblichem Sand in dem grauen Geschiebemergel zu sehen.

STOLLEY erkannte richtig, „daß es sich hier nicht etwa um gewölbeartig aufragende oder aufgepreßte Reste einer altdiluvialen Moräne“ handelt.

Aber der gleiche Fall liegt auch bei Buhne 9 und 10 vor (s. Taf. VII): zwischen oberer und unterer Moränenbank eine liegende Faltenschleife von sandig aufgeschichteter Moräne, nicht weißem Kaolinsand; oberer und unterer Teil der Moräne gehören zusammen, als Reste einer fast liegenden spitzen Falte; die untere vom Strand aufsteigende 2 m Moräne ist

also nicht als eine ältere selbständige Moräne anzusehen. Vor und hinter dieser kurzen vorspringenden Ecke sehen wir wieder allein die obere Moränenbank, scharf von den unteren Ablagerungen geschieden, diese letzteren aber in schleifenförmiger Biegung, welche bei der nicht sehr scharfen Wandentblößung sogar zuerst an Schleppung erinnerte. Rechts im Bilde Taf. VI sieht man weißen Kaolinsand (unten auch weißen „Pfeifenton") mit Schichten von Diluvial- und Moränensand in scharfer Biegung, Taf. VIII zeigt (links von der Moränenecke) sandige Moränenschichten mit weißem Tertiärsand verknetet; hier ist nur die obere Hälfte der Moräne, und zwar mit scharfer, fast horizontaler Grenzlinie, über Tage, so daß, wenn nicht die zwischen beiden Stellen liegende deutliche Geschiebemergelecke vorhanden wäre, man aus diesen beiden Profilen wohl schließen könnte, daß hier die diskordante Überlagerung von Moräne über gestauchten Schichten vorläge.

Noch deutlicher war das Bild nördlich von Buhne 10, wo wiederum eine ausgeprägte Verknetung von Sand-, Ton- und Moränenschichten vorliegen, die ebenfalls den Rest einer gewölbeartig von oben herab reichenden gewaltigen Schleifenbiegung darstellen.

Nördlich von Buhne 10 ist ebenso der schwarze und rote Ton nebst weißem Sand in farbenprächtigem Bilde gefältet; diese Tone rechne ich zum Tertiär und betrachte sie nicht wie Stolley als diluvial.

Es handelt sich also in allen diesen Fällen um Stauchungen des Untergrundes, wobei gleichzeitig Moränenmaterial, meist in aufgeschichteten Partien von geringer Mächtigkeit, mit in den Untergrund eingeknetet ist; so liefert Sylt ebenfalls Beispiele für diese allgemein verbreitete und bekannte Erscheinung.

Wenn wir diese Erscheinungen in großem Maßstabe gefunden haben, so ist es natürlich, daß auch kleinere analoge Verhältnisse nicht fehlen. Nördlich von Buhne 7 greift die Moräne in kleinen Zapfen und Buchten in den weißen Kaolinsand ein, wodurch die von Stolley erwähnten, von unten aufragenden „Zapfen" des weißen Sandes entstehen, und wir erkennen auch in dem Sande kleine Faltungen, welche dieser Einpressung ihre Entstehung verdanken (s. Taf. IX, unten).

Auch noch etwas weiter nördlich davon zeigte der weiße Sand unter dem hier auf 0,5 m reduzierten Diluvium schöne Faltungen.

Haben wir so erkannt, daß die vermeintlichen Reste einer altdiluvialen Moräne nicht existieren, so wird auch die Frage nach der Selbständigkeit des sogen. alten Sanddiluviums naturgemäßer zu beantworten sein.

Nach den obigen Mitteilungen darüber kann man wohl nunmehr darauf verzichten, in ihm den Repräsentanten einer ältesten Eiszeit zu erblicken und folgende Auffassung geltend machen:

Das sogen. alte Sanddiluvium ist tertiärer Kaolinsand, dessen obere Teile durch fließendes Wasser mehr oder weniger umgearbeitet sind und Beimengungen von erratischem Material erhalten haben; unter dem weißen Sand finden sich niemals Absätze, die eine besondere Anreicherung an Diluvialmaterial zeigen, wie es der Fall sein müßte, wenn diese Sande (und Tone) „die Ausschlämmungsprodukte der Schmelzwässer des sich zurückziehenden ältesten Eises aus den vorher abgelagerten Moränen" wären (Tuul 29).

Dieses nordische Material ist nicht durch Eis an seine Stelle verfrachtet, sondern durch Flüsse, die auf dem einstigen weiten Landgebiet sehr wohl hier in Sylt mit Flüssen in Zusammenhang gestanden haben können, deren Entwässerungsgebiet im westlichen Skandinavien lag („gemengtes Diluvium"). Wenn äolische spätere Umarbeitung in den oberen Teilen dieses Sandes nachzuweisen ist, so ist dies in jenem den Weststürmen ausgesetzten Lande leicht zu erklären, sie erfolgte zur eigentlichen Präglazialzeit.

Das „Grenzkonglomerat" ist erst eine spätere Bildung, nach Absatz der Moräne oder ihrer jetzigen Vertreter.

c) Die oberen Sande.

Meyn's „Geschiebedecksand" trennt Stolley mit Recht von den obersten geschiebefreien, geschichteten „Heidesanden" und hält ihn für ein Verwitterungsprodukt der Moräne infolge der Tätigkeit der Atmosphärilien, das Steinpflaster durch Auswehen der sandigen Bestandteile erklärend[1].

[1] Die geschichteten Schmelzwasserabsätze, die Stolley (III. 36) gut beschreibt, sind eine auch anderswo, z. B. bei Warnemünde, nicht seltene

Nur selten, am nördlichen und südlichen Kliffende, beobachtete er auch fluviatile Schichtung im Geschiebesand, „es scheint also auch Schmelzwasserwirkung bei der Bildung des Geschiebesandes nicht gefehlt zu haben".

Die Zeit seiner Entstehung hatte Stolley erst richtig in die Abschmelzperiode der Hauptvereisung verlegt, meint dann aber, daß die Bildung bis zur Jetztzeit fortschreitend gedacht werden könne. Seine Taf. 3 zeigt den normalen Übergang der Moräne nach oben in Geschiebedecksand. Unsere Taf. IX oben zeigt, wie (bei Buhne 5) die den weißen Kaolinsand überlagernde Moräne ganz zu geschichtetem „Decksand" umgearbeitet resp. von ihm ersetzt ist: derselbe geht nach oben in den steinfreien Heidesand über, welcher seinerseits von rezenter Düne überlagert ist.

d) Der „Heidesand"

ist geschiebefrei, äolisch geschichtet. Stolley „stellte fest, daß die Bildung des Geschiebesandes in den Anfang der zweiten Interglazialzeit zu setzen sei, während diejenige des Heidesandes den Zeitraum von der Phase des wieder vorrückenden dritten Inlandeises bis in die jüngere Postglazialzeit hinein umfassen könne".

Stolley beschreibt den Heidesand vom Roten Kliff von gelber oder gelbbrauner, nur zu oberst humoser Färbung, ausgezeichnet äolisch geschichtet, bis 2 m Mächtigkeit erreichend; allenthalben auf Steinpflaster ruhend und von der jüngeren weißfarbenen Düne überlagert.

Am Panderkliff ist der Heidesand in seiner ganzen Mächtigkeit humos gefärbt, lokal bis über 2 m und läßt mehrere deutliche, dunkler gefärbte Vegetationszonen hervortreten; „stets findet sich eine deutliche Trennungslinie, in der Regel eine deutliche Humuszone, an der oberen Grenze des Geschiebesandes".

Die Trennung von Geschiebesand und Heidesand nach Entstehung und Alter basiert nach Stolley „auf dem Nachweis einer oft sehr scharfen Grenze zwischen beiden Ablage-

---

Erscheinung; sie gehören aber nicht zum Geschiebedecksand, sondern zur oberen Moränendecke; sie beweisen nach Stolley „nicht unerhebliche Oszillationen des Eisrandes".

rungen, lokal sogar einer Zwischenlagerung mariner Sedimente (der ‚interglazialen‘ Austernbank am Panderkliff), auf dem daraus hervorgehenden verschiedenen Alter derselben, der verschiedenen Art der Entstehung und der damit zusammenhängenden verschiedenen Struktur“.

III. 44 erkennt Stolley die Möglichkeit an, daß es auf Sylt auch jüngere Flugsandbildungen geben kann, „die natürlich schwer oder gar nicht von den älteren Heidesandbildungen unterschieden werden können“.

Unsere Taf. IX unten zeigt den in Buchten nach unten greifenden Geschiebemergel oben in eine dünne Lage Geschiebesand übergehend, von dem mächtigen geschichteten Feinsand bedeckt; in ihm sehen wir die braunschwarzen Linien der in die Tiefe vorrückenden Ortsteinbildung, genau wie in zahllosen anderen ähnlichen Flug- oder Heidesanden. An anderen Stellen sieht man den allmählichen Übergang von Geschiebesand in steinarmen „Heidesand“.

Wenn wir hinzufügen, daß bisweilen auch in diesem sonst steinfreien Heidesand Lagen von Steinchen zu beobachten sind, so werden wir hier nicht immer eine scharfe Grenze zwischen Geschiebe- und Flugsand (wie ich diesen meist steinfreien oberen Sand lieber statt Heidesand nennen möchte) ziehen können; dieser obere sogen. Heidesand ist also zwar meist als spätere Flugsandüberlagerung anzusehen, zuweilen aber auch als Umarbeitungsprodukt des Geschiebesandes (z. T. sogar fluviatilen Ursprungs, analog unseren echten Heidesanden). Keinesfalls kann man in ihm den Repräsentanten einer letzten Eiszeit erblicken.

Die allerwärts bekannte obere Dunkelfärbung durch Ortstein geht in vielen Fällen auch in Form von geologischen Orgeln weiter nach unten; es können letztere in den Geschiebesand, in die Moräne und sogar in den liegenden weißen Sand hineinragen.

e) Die sogen. Austernbank am Panderkliff.

Selten bin ich so enttäuscht worden, wie bei meinem Besuche der sogen. Austernbank des Panderkliffs, und ich bedaure nur, daß ich durch Aufnahme dieses Vorkommens in meine früheren Arbeiten (Einheitlichkeit, 64. Quartär Nord-

europas, 277) mit zur Verbreitung jener falschen Auffassung beigetragen habe.

Eine Austernbank existiert dort überhaupt nicht!

Meyn tat sehr wohl, daß er dies Vorkommen nur mit einem kurzen Worte bedacht hat (Geogn. Beschr. p. 56); der schwach begründeten Auffassung Buchenau's traten dann Zeise und Stolley bei, letzterer bewies das interglaziale Alter (2) der vermeintlichen Austernbank.

Eine Sandgrube schneidet das gewölbeartig aufsteigende Panderkliff an. In der Mitte des Profils erreicht der „Heidesand“-Flugsand die Mächtigkeit von 1,8 m; er ist graubraun gefärbt und zeigt schöne äolische Schichtung, oft mit humosen Zwischenschichten; kleine Steine bilden an seiner unteren Grenze bisweilen ein dünnes Pflaster, welches teils auf, teils in dem nach unten folgenden Ortstein liegt; dieser Ortstein ist die gewöhnliche Oberflächenumgestaltung des nun folgenden (anderwärts als Heidesand bezeichneten) Geschiebesandes von 1,3 m Mächtigkeit; darunter liegt weißer und gelber Kaolinsand, am Wege auch weißer Ton. Keine Auster war hier zu finden; erst am südlichen Abhange des Kliffs, nahe der Abdachung zu einer folgenden Bodensenke, fand ich sie, aber nicht bloß an der Grenze von Flugsand und unterem Geschiebesand, sondern auch 0,45 m unter Flur noch im Flugsand selbst, in einer dünnen Lage, bis zu welcher die Heidekrautwurzeln reichten; auf eine Länge von 18 m war der Fund entblößt, z. T. noch vom vorigen Jahre stammende Auswühlungen zeigend. Irgend eine Art Uferlinie zwischen hier und dem ansteigenden Kliffteil war nicht zu sehen.

Dagegen fand ich die schönste „Austernbank“ etwas weiter nordwestlich vom Kliffabhang auf den abgeplaggten Feldern, wo das Heidekraut zwecks Beackerung weggenommen war und steiniger Sandboden zutage kam: in Mengen konnte ich große und kleine Austern, nebst *Mytilus*, *Buccinum*, *Cardium*, *Mya*, *Scrobicularia*, *Nassa*, *Litorina* aufsammeln. Aber was da lag, war keine natürliche Austernbank, sondern die Reste früherer Mergelung mit muschelreichem Wattenschlick!

Die vermeintliche Austernbank vom Panderkliff ist der Rest ehemaliger künstlich aufgebrachter Muscheln, sei es, daß man diese zu Düngezwecken an dem flach ansteigenden Ab-

hange des Kliffs als Vorrat angefahren hat, sei es, daß es sich um Reste von Auffahrungen von Austernschalen handelt, die man früher für die Verbesserung der Austernzucht in den Watten oft ans Land gebracht hat. Spätere Überwehung hat sie bedeckt, Heidekraut hat sich auf dem Sande, nicht einmal, sondern in mehrfacher Wiederholung, angesiedelt.

Dieser Befund erinnerte mich an zwei Stellen der Stoltera bei Warnemünde, wo an Abhängen von Schluchten in großer Höhe über dem Strande eine Schicht von *Mytilus*- und steinchenführendem, platt geschichtetem Seetang unter 1 m rezentem Flugsand liegt, und welche sich ebenfalls als künstlich aufgebracht entpuppt hat, indem vor vielen Jahren die Bauern dort den Seetang heraufgeschleppt hatten, um ihn zu geeigneter Zeit als Düngung für ihre Felder zu verwenden.

Auch in dem Eingange zu der nördlich vom Hotel gelegenen Sandgrube liegen zahlreiche Austernschalen, welche solchen früher aufgefahrenen Schalen entstammen.

f) Der Tuul der Westküste.

Wenn somit der Nachweis geführt ist, daß auch in Sylt nur eine einzige Vereisung existiert hat, bleibt auch für das Alter des an der Westküste zu beobachtenden Torflagers des „Tuul“ [1] nur das Präglazial oder Postglazial übrig.

Meyn hält den Tuul für eine alluviale Ablagerung in „großen Süßwasserbecken mit diluvialen Rändern“ und findet „das Bild des Waldmoores, das von einem Hochmoor überwachsen war und ein diluviales Hügelland als Umgebung haben mußte“. Er beobachtete im Jahre 1876, d. i. zu einer Zeit, als der Strand etwa 30 m weiter außerhalb lag, daß südlich von Westerland der Tuul unter die Düne hindurch zwischen See und Watten reicht. Stolley betrachtet diesen Tuul, „Wattentuul“, auch als postglazial; Holzstämme aus ihm werden vielfach bei Morsum in den Watten gefunden.

Eine andere Ablagerung soll nach Stolley der jetzt noch nördlich Westerland zwischen Buhne 6 und 7 am Strand auftretende Tuul sein. Es ist freilich auffällig, daß in gleichem Niveau zwei verschieden alte Torflager in großer Nähe bei-

---

[1] Man sagt sowohl „der“ Tuul als „das“ Tuul.

einander existieren sollten (ganz abgesehen von dem dritten, rezenten marinen Seegrastuul).

Leider habe ich von dem Wattentuul keine Proben sammeln können, ein Vergleich beider Typen muß demnach späteren Bearbeitern vorbehalten bleiben; von dem anderen streitigen Tuul habe ich aber ein genaues Profil durch Aufgraben bis zum liegenden Sand in seiner vollen Mächtigkeit von 1 m entnommen und Herrn Dr. C. Weber-Bremen zur Untersuchung eingesandt, das von Stolley Versäumte nachholend. Nur die obersten Schichten können hier möglicherweise fehlen, weil durch den Wellenschlag entfernt. Weber's Untersuchungen wird er selbst später veröffentlichen; ich fand in den oberen Partien mehrere Fichtenzapfen, unten reichlich Haselnüsse.

Weber fand, daß der Tuul mit Ausnahme der obersten Lage Waldtorf ist, unten Bruchwaldtorf, höher hinauf Übergangswaldtorf; *Sphagnum*-Torf ist nicht vorhanden. Der Torf ist ziemlich sandhaltig, nach oben zu reicher. Der Erhaltungszustand ist ganz der der diluvialen Torflager, postdiluvialer Torf scheint nicht vorzuliegen; es ist eine semiterrestrische bis terrestrische Bildung, einem Klima entsprechend wie im heutigen Ostpreußen.

Bezüglich der stratigraphischen Verhältnisse darf ich zu den Beobachtungen Stolley's folgendes bemerken:

Zur Zeit meines Besuches war zwischen Buhne 6 und 7 am Strand leider kein Tuul entblößt, wohl aber sah ich ihn an Buhne 7: die Pfähle der Buhne sind direkt im Tuul eingerammt, bis 50 Schritt Abstand vom jetzigen Kliff reicht der Tuul von See aus, in schönen Bänken fast über Hochwasser aufsteigend. Auch 20 Schritt nördlich von Buhne 7 lag der Torf auf größere Strecke zutage und hier nahm ich eine Aufgrabung bis zum liegenden Sand, auf 1 m Tiefe, vor, reichlich Proben aus den einzelnen Tiefen sammelnd. (Stolley fand als Mächtigkeit 1,5—2 m.) Die Schichten des Tuul scheinen hier eine flache Wölbung zu bilden, indem sie ganz flach teils zur See, teils zum Lande hin geneigt sind.

In dem hier befindlichen Kliff ist keine Spur von Torf oder torfigen Zwischenschichten zu sehen.

Gerade bei Buhne 7 ist das Kliff (ohne Düne) ca. 4 m hoch und zeigt 2 m gelben Sand mit ganz verschwindender

unteren Steinlage auf 2 m über dem Strand aufsteigendem weißen Sand; dicht dabei nördlich sehen wir 1,5 m steinfreien Sand auf lehmigem ungeschichteten Kies oder weißem Sand, je nach den eingreifenden Buchten, und noch weiter nördlich wird das Diluvium nur 0,5 m mächtig, das unterlagernde Tertiär zeigt nette Faltungen (s. o.).

Von Buhne 7 nach 6, nach Süden zu, flacht sich das Kliffufer mehr und mehr ab und wir finden unter (meist ca. 1,5 m) steinfreiem, gut geschichtetem Flugsand (Heidesand) bald sandigen aufgearbeiteten Geschiebelehm, bald reinen (gelben) Geschiebedecksand, welcher mit einem Steinpflaster bedeckt ist oder in welchen auch buchtenartige Steinanhäufungen hineingreifen; der liegende weiße Sand sinkt z. T. bis zum Strandniveau oder tiefer herab; ich verfolgte ihn über Strandhöhe bis 100 m südlich von Buhne 7. Meine Beobachtung stimmt somit nicht mit der Angabe STOLLEY's; ich sah bei Buhne 7 den weißen Tertiärsand noch 2 m über den Strand aufsteigen, STOLLEY sagt dagegen, der Tuul geht nur so weit nach Norden, wie der gelbgrüne obere Geschiebesand noch die Basis des Kliffs bildet und der untere diluviale (d. i. weiße) Sand noch in der Tiefe ruht.

Überall erkennen wir die aus anderen Gegenden wohlbekannten Erscheinungen der teils noch erhaltenen, teils fluviatil umgearbeiteten Moräne, bedeckt von Heidesand (Talresp. Flugsand).

STOLLEY glaubt nun aber in dem Profil unmittelbar bei Buhne 7 „die sonst meistens deutlich und selbständig entwickelte Sandschliffzone des unteren Diluviums mit der Steinsohle des oberen Geschiebesandes innig verschmolzen, ganz wie dies im Osten der Insel sehr oft der Fall ist, indem dort wie hier die sandgeschliffenen weißen Quarze dieser Sandschliffzone sich der Steinsohle des oberen Geschiebesandes zahlreich beigemengt haben“.

Bei einer Nachgrabung am Kliff selbst zwischen 7 und 6 fand ich zwar alsbald den aufgearbeiteten weißen Tertiärsand (unteren Horizont), aber keine Spur von torfigen Resten.

Dies Verhalten ist allerdings recht schwierig zu deuten: nur 50 Schritt vom Steilufer, da, wo vor 30 Jahren etwa noch der Uferrand gelegen hat, eine Mächtigkeit des Tuul

von 1 m, in der Wand selbst nirgends eine Spur des Torflagers; dagegen ist der Tuul selbst reich an Sandeinwehungen. Der Grundriß des alten Torfmoores muß eigentümliche Ausbuchtungen gezeigt haben, die wir heute nicht mehr verfolgen können. Fast möchte man denken, der Torf müsse in den weißen Sand hineinreichen. Nach Stolley liegt hier zwischen Buhne 6 und 7 „eine steil abfallende Senke oder Mulde im unteren Diluvium vor“. In dieser Senke hätten sich nicht nur mächtige[1] Geschiebesande, sondern auch der Tuul abgelagert (22). Es ist richtig: eine, im Süden wieder aufsteigende, Mulde des sogen. älteren Sanddiluviums, d. i. des oben aufgearbeiteten Tertiärsandes liegt vor, wie sie anderweit in auf- und absteigendem Gelände häufig vorkommt[2], aber sie ist nicht steil: der nördliche Flügel zeigt kein steiles Einschießen, was Stolley sah, war der Teil einer Geschiebemergeleinbuchtung, deren südlicher Teil durch Abrutsch verdeckt war.

Auf Grund von Bohrungen mit dem Tellerbohrer behauptet Stolley: „Der Tuul wird von oberem Geschiebesande und dessen Steinsohle bedeckt und von altdiluvialem Sande unterteuft; er gehört mithin der ersten Interglazialzeit an.“

Es sei erlaubt, an die Deutung dieser Bohrergebnisse einige Bemerkungen anzuschließen:

Stolley sah bei Buhne 6 am Kliff bis zum Strandniveau den gelben (oberen) Geschiebesand mit seiner Steinsohle dicht am Tuul; dieser Tuul zeigte ein Einfallen nach dem Geschiebesand hin (nach Ost). (Den bedeckenden Ton konnte ich in meinen abgewaschenen Aufschlüssen nicht sehen; eine genaue Untersuchung wäre erwünscht.)

Unzweideutige Bohrresultate, betreffend das Hangende, sind nicht vorhanden, die Bedeckung durch Geschiebesand ist am Strandgebiet erbohrt, wo die Steine auf sekundärer

---

[1] Jedenfalls, unter „mächtigen“ Produkten der Hauptvereisung liegt der Tuul zwischen Buhne 6 und 7 nicht. (Tuul, 27.)

[2] Daß auch der Bau des Sylter Miocäns nicht so einfach ist, wie es nach dem Profil Meyn's erscheint, sah ich z. B. in dem westlichen Anfang des Morsumkliffs, wo in der dortigen Alaunerdepartie eine prachtvolle V-förmige Sattelbiegung bemerkbar war, an die sich weiterhin schwächere Falten anschlossen.

Lagerstätte liegen konnten; am Kliff selbst war es nicht möglich, ihn nachzuweisen; ob die 3 m-Bohrung unmittelbar am Kliff bei Buhne 6 wirklich nur den „oberen“ Sand getroffen hat, ist nach meinen Beobachtungen nicht wahrscheinlich.

Also ich möchte den Nachweis, „daß der anstehende Tuul zwischen Buhne 6 und 7 von dem oberen Geschiebesande und dessen Steinsohle, als Residuum der Hauptmoräne der Insel, bedeckt wird“, nicht als „unumstößlich“, sondern nur als wahrscheinlich bezeichnen. Es müßten noch mehrere tiefere Bohrungen unmittelbar am Kliff und im Hinterland ausgeführt werden.

Was endlich den Nachweis des Liegenden anlangt, welches Stolley als sein „altes Diluvium“ bezeichnet, so ist dieser von geringem Belang; nach dem oben Gesagten repräsentiert dasselbe eben keine selbständige älteste Eiszeit. (Es könnte sogar in jener alten Depression das eigentliche Glazial durch Erosion entfernt worden sein, so daß ein postglazialer Torf unmittelbar auf dem ältesten Diluvium zu liegen gekommen wäre.)

Wenn auch manches, z. B. die Lage in einer noch heute deutlich markierten Niederung, das Vorkommen von „Wattentuul“ in gleichem Niveau, für ein postglaziales Alter dieses Tuuls zu sprechen scheint, ist doch anderseits die Auffassung als präglazial sehr wohl annehmbar. Er würde dann etwas jünger sein als die aufgearbeiteten Tertiärsande, deren fluviatile und äolische Aufarbeitung nach dem oben Gesagten eben in die präglaziale Zeit fällt. Auch der von Weber konstatierte Sandgehalt des Tuuls würde sich gut mit dieser Auffassung deuten lassen.

Daß in den unteren sandigen Teilen des Tuul in dem Quarzsand viele kleine Stücke von Granit und Feuerstein liegen, erklärt sich nach dem oben über das sogen. alte Sanddiluvium Gesagte; es ist eben ein präglazialer, umgearbeiteter und dabei mit nordischem Fluviatilmaterial vermischter Sand.

Mit der Auffassung als präglazial würde auch die folgende Beobachtung übereinstimmen: Unmittelbar bei Buhne 1 fand ich am Westerlander Kliff blaugrauen Ton mit zahlreichen Bruchstücken von Pflanzenstengeln, nach oben auch hellen Ton, bedeckt von 1,5 m Heidesand mit seinem Stein-

pflaster; auch am Familienbad, zwischen Buhne 2 und 3, war auf 20 Schritt 1,5 m mächtiger Ton schön entblößt, nördlich einfallend, mit Pflanzenstengeln, auf seiner Oberfläche lagen große und kleine Geschiebe, z. T. als schöne Kantengerölle, die untere Partie war deutlich aufgeschichtet, die Decke bildete ebenfalls 1,1 m brauner, geschichteter Heidesand. Weber glaubt, daß dieser Ton eine örtliche Ausbildung der Grundmoräne ist, deren eingesprengte Holzstücke von zerstörtem Diluvialmoor stammen.

Die Frage: Haben früher auf Sylt Wälder existiert?, wäre zu beantworten: Ja, in der Präglazialzeit, als Sylt noch der Teil eines weit nach Westen reichenden Festlandes war.

Mai 1905.

Ueber die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel.

Von

Carl Renz in Breslau.

Mit Taf. X—XIII und 1 Textfigur.

Die Schwierigkeiten, die sich der Altersbestimmung der mesozoischen Ablagerungen Griechenlands und der westlichen Gebiete der europäischen Türkei (Epirus und Albanien) entgegenstellen, beruhen hauptsächlich auf dem seltenen Vorkommen organischer Reste, abgesehen von Rudisten und Nummuliten. Dazu kommen die durch Brüche und Überschiebungen sehr komplizierten tektonischen Verhältnisse, so daß aus der Lagerung der Schichten allein, ohne paläontologische Anhaltspunkte kaum sichere Schlüsse gezogen werden können.

Nach mehreren Reisen konnte ich nunmehr so viel Material zusammenbringen, daß es mir ermöglicht wurde, eine Gliederung des Mesozoicums der südwestlichen Balkanhalbinsel auf neuer Grundlage durchzuführen.

Die Aufsammlungen, die im folgenden beschrieben werden sollen, sind das Ergebnis eines dreimaligen, je mehrwöchentlichen Aufenthalts auf Corfu[1], eines kurzen Besuchs der Insel

[1] Frühjahr 1903, Herbst 1903, Frühjahr 1904.

Ithaka[1], einer Durchquerung des Olonosgebirges[2] und einer Reise von Preveza nach Janina[3].

Außerdem wurden mir von Herrn Geheimrat Partsch die von ihm auf Corfu gesammelten und von Zittel bestimmten liassischen Ammoniten zur weiteren Bearbeitung überlassen, wofür ich ihm auch hier bestens danken möchte.

Besonders fühle ich mich jedoch Herrn Professor Frech zu aufrichtigem Dank verpflichtet für die freundliche Unterstützung bei der Bearbeitung des Materials, sowie für die Bestimmung der auf Corfu gefundenen Triasfossilien und der aus dem mittleren Lias stammenden Korallen.

I. Stratigraphie.

Eine Gliederung der griechischen Sedimentformationen wurde in Mittelgriechenland zuerst von Neumayr und Bittner durchgeführt[4].

Die österreichischen Geologen schieden die mesozoischen Ablagerungen in einen „unteren" und einen „oberen" Kalk mit einem dazwischenliegenden, einheitlichen Komplex von Schiefern und Sandsteinen. Dieser schließt an manchen Punkten noch einen „mittleren" Kalk ein.

Da Neumayr und Bittner nur Kreidefossilien gefunden hatten, so rechneten sie die ganze Schichtenreihe zur Kreide.

Ich halte die einfache Bezeichnung „obere" und „untere" Kalke, abgesehen davon, daß diese Aufstellung unrichtig ist, nicht für praktisch, da sie in einem an Brüchen und Überschiebungen so reichen Gebiet zu fortwährenden Verwechslungen Anlaß bietet.

Im Peloponnes reichen die ersten Versuche einer stratigraphischen Einteilung auf das Jahr 1833 durch die franzö-

---

[1] Frühjahr 1904.

[2] Herbst 1903.

[3] Frühjahr 1904. Während sich diese Abhandlung im Druck befand, schlossen sich hieran noch weitere Reisen in Griechenland und in der Türkei, deren Ergebnisse, soweit als möglich, bei der Korrektur berücksichtigt wurden.

[4] Denkschr. der Akad. der Wiss. Wien (math.-nat. Kl.). 1880. 40.

sische Expedition zur wissenschaftlichen Erforschung von Morea zurück[1]. Ich will hier auf diese von einem anderen Standpunkte der Wissenschaft aus unternommenen Versuche nicht mehr im einzelnen eingehen, da der Peloponnes in den Jahren 1887—1889 von PHILIPPSON bereist und eingehend beschrieben worden ist[2]. Im folgenden Jahre dehnte PHILIPPSON seine Arbeiten auf Mittelgriechenland[3] und später (1893) auch auf Nordgriechenland und Epirus aus[3]. Seine im Peloponnes und in Mittelgriechenland gewonnenen Anschauungen sind in einer Abhandlung „Über die Altersfolge der Sedimentformation in Griechenland"[4] zusammengefaßt.

Die am Schlusse dieser Publikation gegebene Übersichtstabelle, die ich auch hier nochmals anführe (p. 216), zeigt die erste Einteilung PHILIPPSON's, die im allgemeinen noch auf der Gliederung von NEUMAYR und BITTNER basiert.

Der Tripolitza- bezw. Gabrovo-Kalk würde dem „unteren", der Pyloskalk dem „mittleren" und der Olonos- und Pindoskalk dem „oberen" Kalk NEUMAYR's entsprechen. Die ganze Schichtenfolge ist von PHILIPPSON nur höher, größtenteils ins Eocän, hinaufgerückt, nachdem er sowohl im Peloponnes, wie auch in Mittelgriechenland an zahlreichen Orten in den „unteren" und „mittleren" Kalken Nummuliten gefunden hatte.

Nach der Bereisung von Nordgriechenland und Epirus hatte PHILIPPSON seine Ansicht jedoch dahin geändert, daß

---

[1] Expédition scientifique de Morée. **2.** 2. Teil. Paris 1833. Géologie et Minéralogie par BOBLAYE et VIRLET.

[2] PHILIPPSON, Der Peloponnes. Berlin 1892.

[3] PHILIPPSON, Bericht über eine Reise durch Nord- und Mittel-Griechenland. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin. **25.** p. 331—406; — Über seine im Auftrage der Gesellschaft für Erdkunde ausgeführte Forschungsreise in Nord-Griechenland. Verhandl. d. Ges. f. Erdkunde. **21.** p. 57—69. 1894; — Reisen und Forschungen in Nordgriechenland. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin. **30.** I. p. 135—226. 1895. II. p. 417—498. **31.** III. p. 193—294. IV. p. 385—450. 1896. **32.** p. 244—302. 1897. Vergl. ferner: HILBER, Geologische Reise in Nordgriechenland und Makedonien 1893 und 1894. Ber. Akad. d. Wiss. Wien (math.-nat. Kl.). p. 103. I. 1894. — Geologische Reise in Nordgriechenland und Türkisch-Epirus 1895. Ebenda. p. 105. I. 1896. — Geologische Reisen in Nordgriechenland und Makedonien 1899 und 1900. Ebenda. p. 110. I. 1901.

[4] Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1890. **42.** p. 150 ff.

	Peloponnes.	Westliches Mittelgriechenland.	Östliches Mittelgriechenland.
Obereocän.	Olonoskalke (Plattenkalke) u. Hornsteine.	Plattenkalke und Hornsteine d. Aetolischen Kalkalpen = Pindoskalke [1].	Plattenkalke??
Mitteleocän.	Hauptmasse der Sandstein- und Schieferformation (Flysch).	Hauptmasse des Flysch.	
Untereocän.	Pyloskalk (mit Rudisten und Nummuliten).	Kalk von Akarnanien, Missolonghi, Klokova.	
	Flysch.	Flysch.	
	Tripolitza-Kalk, oberer Teil (mit Nummuliten).	Kalk des Gabrovo (Tatarna), oberer Teil.	
Obere Kreide.	Tripolitza-Kalk, unterer Teil (mit Rudisten).	Gabrovo-Kalk, unterer Teil (?).	Obere Rudistenkalke (Provencien).
Mittlere oder untere Kreide.			Kreideschiefer mit Serpentin.
			Untere Rudistenkalke (mittlerer Kalk BITTNER's).
			Schiefer m. Serpentin (Schiefer v. Athen?).
	Kristallinische Schiefer und Marmore.		Kristallinische Schiefer u. Marmore.

er nunmehr ein höheres Alter des Pindoskalkes (= Olonoskalk = „oberer“ Kalk NEUMAYR's) annimmt. In einer späteren Veröffentlichung [2] hat er die Pindos- und Olonoskalke, „die allgemein nach Westen über den alttertiären Flysch überfaltet oder überschoben sind, an die Grenze von Eocän und Kreide gesetzt“. Der Pindoskalk ist demnach älter, als der alttertiäre Flysch; infolgedessen hat auch PHILIPPSON in Epirus die im

[1] Anmerkung des Verfassers.

[2] PHILIPPSON, Zur Geologie Griechenlands. Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1903. No. 4. p. 3.

Verbande der Plattenkalke (Pindos- und Olonoskalk) auftretenden Schiefer und Mergel von denen des Flyschs geschieden. Im Peloponnes ist diese Trennung von ihm noch nicht kartographisch durchgeführt worden.

Auf Corfu treten den Pindos- und Olonoskalken petrographisch gleiche Plattenkalke auf, die von PARTSCH[1] Vigläskalke benannt und zutreffend in den Jura gestellt wurden[2], nachdem er an der Basis der konkordanten, ununterbrochenen Schichtenreihe Posidonomyen und Cephalopoden des oberen Lias gefunden hatte.

DE STEFANI[3], der nach PARTSCH die Insel Corfu geologisch aufgenommen hat, erkannte die petrographische Ähnlichkeit der Vigläskalke mit den ihm schon bekannten Olonoskalken. Anstatt jedoch die durch die PARTSCH'schen Fossilfunde im wesentlichen als Jura bestimmten Vigläskalke bei dieser Formation zu belassen, stellte DE STEFANI, in Analogie mit der Altersbestimmung der Olonoskalke durch PHILIPPSON, die Vigläskalke ins Obereocän-Oligocän.

Es ist eigentlich kaum zu übersehen, daß die durch PARTSCH und ZITTEL an der Basis der Vigläskalke mit absoluter Sicherheit nachgewiesenen Liasablagerungen[4] mit den konkordant darüberliegenden höheren Lagen durch Wechsellagerung so eng verbunden sind, daß an einer unmittelbar fortlaufenden Schichtenreihe gar nicht gezweifelt werden kann.

Außerdem liegen die Vigläskalke, wie ich nicht nur auf Corfu, sondern auch in Epirus (Albanien), in Akarnanien und dessen Küsteninseln, sowie auf Leukas und Ithaka beobachten konnte, stets zwischen den Kalken des mittleren Lias und der Rudistenkreide[5].

Auch sonst stimmen die Ergebnisse der Untersuchungen

---

[1] J. PARTSCH, Die Insel Corfu. PETERM. Mitth. Ergänzungsheft No. 88. p. 12.

[2] J. PARTSCH, Die Insel Corfu. p. 12.

[3] CH. DE STEFANI, Observations géologiques sur l'île de Corfou. Bull. soc. géol. de France. **22**. (3.) 1894. p. 445.

[4] Oberlias.

[5] Neue Beiträge zur Geologie der Insel Corfu. Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1903. **55**. No. 9. p. 29.

de Stefani's keineswegs mit den von mir durch paläontologische Beweise festgelegten, tatsächlichen Verhältnissen überein. Die oben erwähnten Kalke des mittleren Lias hält er für Tithon; den durch Nummuliten sicher bestimmten eocänen Flysch stellt er ins Miocän.

Meine Untersuchungen nahmen ihren Ausgangspunkt in Corfu, wo von Partsch schon eine treffliche Grundlage geschaffen war, und wurden dann nach einem vorbereitenden, eingehenden Studium auf andere, schwieriger zu bereisende Teile Griechenlands und der Türkei ausgedehnt.

Zunächst möchte ich in der folgenden Tabelle eine Übersicht über die Schichtenfolge geben, wie sie sich nach meinen Aufnahmen gestalten wird.

Uebersicht über die Schichtenfolge im westlichen Griechenland.

Eocän	Flysch Nummulitenkalk, z. T. Plattenkalk (Hornstein) = Paxoskalk	
Kreide	Rudistenkalk	
Jura	? Vigläskalk: Plattenkalk und Hornsteine Hornsteine u. Schiefer mit *Posidonomya Bronni*	oder tonige, z. T. knollige, gelbliche und rote Kalke mit Ammoniten des unteren Doggers, des oberen Lias und *Posidonomya Bronni*
	Heller, dickgebankter Kalk mit *Koninckina Geyeri*, *Spiriferina alpina* u. a., sowie Ammoniten und Korallen (*Stylophyllopsis* sp.) = Mittlerer und unterer Lias	
Trias	Hauptdolomit Karnische Plattenkalke, Schiefer und Hornsteine mit *Daonella styriaca* u. a. = Olonoskalk	

Nach dieser Aufstellung wiederholt sich eine petrographisch annähernd gleiche Plattenkalkfazies in den drei nachstehenden, übereinanderfolgenden Formationen:

1. **Die Olonoskalke in der Trias.**
2. **Die Vigläskalke im Jura.**
3. **Die Paxoskalke im Eocän.**

Das triadische Alter der Olonoskalke wird durch Daonellen, die innerhalb dieses aus Plattenkalk, Hornstein und Schiefergesteinen bestehenden Schichtenkomplexes an zahlreichen Punkten vorkommen, erwiesen.

An der Basis der jurassischen Vigläskalke treten Hornsteine und Schiefer mit *Posidonomya Bronni* Voltz oder Ammonitenschichten mit Arten des oberen Lias und unteren Doggers auf. Infolgedessen muß auch die konkordant darüber liegende, durch Wechsellagerung vereinte Schichtenfolge dem Jura angehören.

Leichter kenntlich sind die eocänen Paxoskalke, da sich in ihrem Verbande meist Lagen finden (auch Hornsteine), die Nummuliten führen. Sie repräsentieren also eine dem ungeschichteten oder dickgebankten Nummulitenkalk zeitlich äquivalente Fazies. Ganz vereinzelt tritt auch noch der Rudistenkalk in einer den Paxoskalken petrographisch entsprechenden Ausbildung auf.

Die obere Kreide wird jedoch im Verhältnis zu den früheren Feststellungen ganz wesentlich beschränkt.

Die Pindoskalke Philippson's, die von ihm mit den Olonoskalken identifiziert werden, sind jedenfalls in der direkten Streichrichtung des Olonosgebirges nach Norden vorzugsweise triadische Olonoskalke, während sie in den westlichen Gebieten wohl in der Hauptsache den jurassischen Vigläskalken, z. T. aber auch den eocänen Paxoskalken entsprechen.

Ob der Dolomit an allen bisher aufgefundenen Vorkommen dem Hauptdolomit der Ostalpen gleichgestellt werden kann, wird später entschieden werden, da die Untersuchung hierüber noch nicht endgültig abgeschlossen ist.

Daß die obere Grenze des Dolomits und der weitverbreiteten Kalke des mittleren und unteren Lias mit der von Trias und Jura zusammenfällt, ist nicht wahrscheinlich, sondern die zwischen Vigläs- und Olonoskalk lagernden mächtigen Kalkmassen reichen wohl auch noch bis in die obere Trias hinein.

In die oben angeführte Einteilung, die nur das Grundgerüst der Schichtenfolge angibt, sind dann die weniger verbreiteten Sedimente noch einzuschieben.

Auf Cephallenia treten nach den Aufnahmen von Partsch auch ältere Kreideablagerungen auf[1].

In Mittelgriechenland wurde durch Bittner bei Livadia Turon und bei Agoriani wahrscheinlich Gault aufgefunden[2].

In der Argolis dagegen hat Cayeux Oberjura und Unterkreide nachgewiesen[3].

Ob und inwieweit diese Schichten auch im Westen Griechenlands und in Epirus (Albanien) vorkommen, können nur Spezialaufnahmen entscheiden.

Trias.

Das Vorkommen von **Trias** konnte ich bis jetzt an vier Punkten in Griechenland durch paläontologische Beweise sicherstellen, **im Olonosgebirge, in Süd-Messenien, auf Corfu** und **in der Argolis,** und zwar im Westen Griechenlands innerhalb eines Schichtenkomplexes von Hornsteinen, Plattenkalken und Schiefergesteinen, den Philippson mit dem zusammenfassenden Namen „Olonoskalk" bezeichnete.

Die petrographische Beschaffenheit dieser Olonoskalke, deren triadisches Alter nunmehr mit absoluter Sicherheit erwiesen ist, ist schon von Philippson so ausführlich beschrieben worden[4], daß hier auf eine detaillierte Schilderung verzichtet werden kann, um so mehr, da auch bei den petrographisch gleichen, jurassischen Vigläskalken nochmals darauf zurückgekommen werden wird.

Es werden hier nur die triadischen Vorkommen im westlichen Griechenland ausführlicher behandelt werden, da die Trias der Argolis eigentlich nicht in den Rahmen dieser Abhandlung gehört und nur des Zusammenhangs wegen hier kurz gestreift werden wird.

An allen Fundorten im westlichen Griechenland sind bis

[1] J. Partsch, Cephallenia und Ithaka. Peterm. Mitt. Ergänzungsheft No. 98. p. 17.

[2] Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien (math.-nat. Kl.). 1880. **40.** p. 70.

[3] Existence du Crétacé inférieur en Argolide (Grèce). Compt. rend. de l'Acad. d. sciences. 1903. 136. p. 165—166; — Existence du Jurassique supérieur et de l'Infracrétacé en Argolide (Grèce). Bull. de la soc. géol. de France. 4. (4.) 1904. p. 87 ff.

[4] A. Philippson, Der Peloponnes. Berlin 1892. p. 400 ff.

jetzt die für die Trias bezeichnenden Fossilien Pelecypoden, und zwar vor allem Angehörige der Gattung *Daonella*, wie die weitverbreitete *D. styriaca* Mojs.

Diese Art kommt in den Ostalpen[1], in Süddalmatien und auf Sumatra[2] in der Zone des *Trachyceras Aon* vor (karnische Stufe). Auch aus den karnisch-unternorischen Halobienkalken Siciliens wird sie von Gemmellaro[3] zitiert.

Die griechischen Daonellenschichten besitzen die größte Ähnlichkeit mit den süddalmatinischen. Bei Budua[4] wurden Hornsteine mit *Daonella styriaca* Mojs. aufgesammelt, die von den ersteren nicht zu unterscheiden sind.

In Südmessenien konnten außerdem noch einige andere verwandte Spezies aus Schiefergesteinen erhalten werden.

Zum erstenmal habe ich Daonellen in Griechenland im **Olonosgebirge** bei Prostovitza (Achaia) angetroffen.

Das Dorf Prostovitza liegt am Westabsturz des Olonosgebirges, und zwar noch im Flysch. Steigt man den steilen Pfad, der über Tzipiana nach Divri führt, hinauf zur Paßhöhe, so gelangt man alsbald in die mannigfach gefärbten Hornsteine und in die hier mehr zurücktretenden Plattenkalke des Olonoskalksystems. Etwa nach dem ersten Drittel des Weges, zwischen Prostovitza und der die Paßhöhe krönenden Kapelle (H. Konstantinos) wurden zahlreiche, absolut sicher bestimmbare Exemplare von *Daonella styriaca* Mojs. aufgesammelt. Die großen, dünnen und platten Schalen der Muschel erfüllen massenhaft übereinandergeschichtet die Kieselschiefer, sowie die tonigen oder dolomitischen Zwischenlagen der braun- bis gelbgefärbten Hornsteine. An diesem Fundpunkt scheinen die Daonellenschichten jedoch nur durch eine Störung in dies niedere Niveau gebracht zu sein, denn weiter aufwärts treten, nach Passieren eines Kalkkomplexes, auf der

---

[1] Mojsisovics, Über die triadischen Pelecypodengattungen *Daonella* und *Halobia*. Abh. d. österr. geol. Reichsanst. Wien. 7. 1874. p. 10.

[2] Volz, Beiträge zur geologischen Kenntnis von Nordsumatra. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1899. 51. 27.

[3] G. Gemmellaro, Sul Trias della regione occidentale della Sicilia. Atti Accademia dei Lincei. Rom 1882.

[4] Auch Bukowski zitiert die Art von diesem Fundpunkt.

Kammhöhe wiederum Hornsteine und Plattenkalke auf. Beim Verfolgen des letzteren Hornsteinzuges (von H. Konstantinos) nach Süden gegen das Hochtal Potissana, das seine Existenz augenscheinlich dem leicht verwitternden Hornstein verdankt, konnten wiederum Stücke mit *Daonella styriaca* aufgefunden werden.

Das Einfallen sämtlicher Schichten, die kurz östlich von H. Konstantinos von Dolomit überlagert werden (vielleicht nur eine Zwischenlagerung), ist, wie im ganzen Olonosgebirgszug, im allgemeinen nach Südosten gerichtet. Die triadischen Daonellenhornsteine werden infolgedessen wohl auch längs der ganzen Westfront, oder wie bei Potissana auf der Kammhöhe des Gebirges aufgeschlossen sein.

Die nach Westen liegenden Falten altmesozoischer Gesteine scheinen über die Flyschschichten, die das ganze Vorland im Westen des Olonosgebirges bis zur Hippuritenkalkmauer des Santameri (Skollis) und noch weiterhin zusammensetzen, überschoben zu sein. Außerdem dürften auch Längsverwerfungen das Gebirge durchsetzen.

Nach den Aufnahmen von Philippson [1] ist der Olonoskalk namentlich im westlichen Peloponnes weit verbreitet. Er reicht in breitem Zuge vom Voïdias- und Olonosgebirge bis hinunter zur Ithome, der weitausschauenden Akropolis von Messenien. Von hier setzt er sich in der westlichen Halbinsel noch fort bis in die Gegend des Cap Gallo.

Da als Vorarbeit zu einer genauen Aufnahme vorerst nur orientierende Studien gemacht wurden, so habe ich mich, um das triadische Alter der Olonoskalke vor allem auch im ganzen westlichen Peloponnes zu erweisen, zu weiteren Untersuchungen nach dem südlichsten Punkte ihres Auftretens gewandt. Dort, in Südmessenien, konnten nunmehr in ihrem Verbande ebenfalls die charakteristischen Daonellenschichten festgestellt werden.

Die Folge hiervon ist, daß, nachdem jetzt im Norden, wie im Süden des Peloponnes die Olonoskalke triadisch sind, auch die dazwischen in der allgemeinen Streichrichtung liegenden, petrographisch identen Ablagerungen bei den ebenfalls gleichbleibenden tektonischen Verhältnissen dasselbe Alter besitzen müssen.

---

[1] Philippson, Der Peloponnes. Berlin 1892. Geologische Karte.

Infolgedessen ist das Mesozoicum im westlichen Peloponnes vorzugsweise als Trias ausgebildet; der Jura scheint ganz zu fehlen oder wenigstens sehr zurückzutreten, während obere Kreide auf den Santameri und auf den Kalk in der Umgebung von Pylos beschränkt ist.

Um das Auftreten der Daonellen im Süden **Messeniens** noch kurz zu skizzieren, so seien hier vor allem die Vorkommen bei Petalidion hervorgehoben, denn diese gleichen in jeder Beziehung denen von Prostovitza.

Die Schichten mit *Daonella styriaca* Mojs. sind etwa 3 km südlich des Dorfes Petalidion unmittelbar am Wege, der nach Kastélia und Vunaria führt, im Verbande der Olonoskalke aufgeschlossen.

Zwei weitere Fundorte liegen innerhalb des Dorfes Bumbuka (Weg von Petalidion über Balli nach Sulinarion) und in der Nähe von Bumbuka bei Kokkinochoma. Von letzterem Punkt stammen auch noch einige andere Arten.

Die Daonellenschichten wechsellagern bei Bumbuka mit steil nach Osten fallenden Plattenkalken.

Im zentralen und östlichen Peloponnes treten die Olonoskalke zwar etwas mehr zurück, gehören aber immer noch zu den häufigeren Sedimenten. Inwieweit allerdings hier in den Plattenkalken und Hornsteinen an den verschiedenen Punkten Trias enthalten ist, wird sich jeweils nur durch paläontologische Beweise entscheiden lassen, da ja auch Vigläs- und Paxoskalke im Peloponnes auftreten könnten.

Auf Kythera dürfte es sich ohne Fossilfunde gar nicht beurteilen lassen, welcher Höhe die dort von Leonhard[1] festgestellten Plattenkalke innerhalb des weiten Spielraums von der oberen Trias bis zum Eocän entsprechen.

Die Frage erfährt hier eine weitere Komplikation dadurch, daß auf Creta durch Cayeux[2] dieselbe Fazies als Oberjura-Unterkreide bestimmt wurde.

Möglicherweise dürften indessen die Oberjura-Unterkreide-

---

[1] R. Leonhard, Die Insel Kythera. Peterm. Mitt. Ergänzungsheft No. 128. p. 9.

[2] Cayeux, Existence du Jurassique supérieur et de l'Infracrétacé dans l'île de Crête. Compt. rend. de l'Acad. d. sc. Paris 1903. No. 5.

kalke von Cayeux auf Creta auch noch tiefer hinunterreichen[1], also einfach ganz oder grossenteils mit meinen jurassischen Vigläskalken übereinstimmen.

Abgesehen von der von mir jetzt im Westpeloponnes nachgewiesenen Trias, glauben Douvillé[2] und Cayeux[3] in der Argolis diese Formation festgestellt zu haben. Der letztere hat auch auf Creta[4] metamorphische Gesteine der Trias zuteilen können, wie später Chalikiopoulos[5].

Auf der Burg von Mykene wurde von Loisy ein triadischer Ammonit gefunden, der von Diener als *Johannites* bestimmt wurde. Douvillé hat in der Gesteinsmasse dieses *Johannites* Cypridinen nachweisen können. Nachdem nun Cayeux und Ardaillon in dem Kalk von Cheli ebenfalls Cypridinen angetroffen hatten, betrachten sie diesen als das Muttergestein des *Johannites*. Philippson[6] dagegen hat aus dem Kalk von Cheli bei H. Vasilios gesammelte, von Steinmann[7] bestimmte Ellipsactinien mitgebracht und rechnet diesen Kalk zum Tithon. *Ellipsactinia* würde nach Cayeux also eine größere Vertikalverbreitung besitzen, als bisher angenommen wurde.

Meine vorläufig in aller Kürze in der **Argolis** vorgenommenen Untersuchungen haben dagegen ergeben, daß der Kalk von Cheli in der Ausdehnung, die von der bisherigen Forschung für ihn angenommen wurde[8], gar keine Einheit repräsentiert, weder in petrographischem, noch in stratigraphischem Sinn.

---

[1] Cayeux hat darin bis jetzt nur oberjurassische Fossilien gefunden.

[2] Douvillé, Sur une ammonite triasique receuilli en Grèce. Bull. de la Soc. géol. de France. **24**. (3.) 1896. p. 799.

[3] Cayeux et Ardaillon, Preuve de l'existence du Trias en Grèce. Position stratigraphique du calcaire du Cheli. Compt. rend. de l'Acad. d. sc. 1902. **133**. 1254.

[4] L. Cayeux, Sur la composition et l'âge des terrains metamorphiques de la Crête. Compt. rend. 1902. **134**. 1116.

[5] L. Chalikiopoulos, Sitia, die Osthalbinsel Cretas. Veröffentlichung des Instituts für Meereskunde und des geograph. Instituts der Universität Berlin. Heft 4. 1903. p. 76.

[6] Philippson, Der Peloponnes. p. 36 u. 390.

[7] Steinmann, Einige Fossilreste aus Griechenland. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1890. p. 765.

[8] Philippson, Der Peloponnes. Berlin 1892. Geologische Karte.

Es nehmen daran, soweit ich bis jetzt feststellen konnte, mehrere Schichtengruppen teil.

Eines der ältesten Glieder dürften voraussichtlich die Kalke mit Ammoniten und Cypridinen sein, die nach Cayeux und Ardaillon oberhalb Mykene anstehen.

Was den von der Burg von Mykene stammenden *Joannites* betrifft (nach Diener ein Verwandter des *J. diffissus* Hauer), so ist derselbe vielleicht von einem benachbarten Fundort dahin verschleppt worden. Möglicherweise hat er sich jedoch auch in dem Konglomerat von Mykene erhalten. Hierfür spricht die starke Abrollung des Exemplars.

Zu einem speziellen Studium der Umgebung von Mykene bin ich vorerst noch nicht gekommen.

Weiter sind Glieder aus dem Schichtenkomplex der Olonoskalke vorhanden, denn auch bei Tolon treten die vom westlichen Griechenland bekannten Daonellenschichten auf, aus denen zahlreiche Exemplare mit *Daonella styriaca* Mojs. erhalten wurden.

Der eigentliche Kalk von Cheli führt (zwischen Cheli und Angelokastron) Megalodonten und dürfte mit größter Wahrscheinlichkeit dem Dachsteinkalk der Ostalpen gleichzustellen sein.

Abgesehen von diesen altmesozoischen Ablagerungen treten jedoch innerhalb der früheren Umgrenzung des Kalks von Cheli noch verschiedene andere Bildungen auf.

So ist z. B. auch der Kalk beim Dorf H. Vasilios petrographisch anders nuanciert, als der obertriadische Kalk bei Cheli. Er könnte also immerhin das Alter besitzen, das von Philippson und Steinmann für ihn angenommen wurde.

Wie aus meinen Untersuchungen der Argolis hervorgeht, könnte der Schichtenkomplex der Olonoskalke die Zonen von der des *Ceratites trinodosus* bis zum Hauptdolomit hinauf umfassen. Es soll damit jedoch keineswegs gesagt werden, daß die Verhältnisse im Westen des Peloponnes gerade so liegen, oder daß in der Argolis die Olonoskalke dieselbe Vertikalverbreitung besitzen, wie dort.

Immerhin ist aber die Hoffnung nicht auszuschließen, daß vielleicht auf Grund späterer Fossilfunde noch eine speziellere Gliederung der Olonoskalke (vielleicht ähnlich wie in Süddalmatien) durchgeführt werden kann.

Hierzu ist ferner noch zu bemerken, daß auf der Karte Philippson's auch die wirklich triadischen Olonoskalke vielfach in enger Beziehung mit flyschähnlichen Gesteinen zu stehen scheinen, die von ihm als Eocän kartiert wurden.

Ich bin der Überzeugung, daß es sich hierbei in vielen Fällen nicht um eocänen Flysch, sondern um Muschelkalk, wenn nicht auch noch um Werfener Schichten, handeln dürfte, die ja auch in Süddalmatien in diesem petrographischen Habitus entwickelt sind.

Die Trias von Süddalmatien steht jedenfalls der westpeloponnesischen auf Grund des Gebirgsbaues der westlichen Balkanhalbinsel (von NW. nach SO. streichende Ketten) und der allgemeinen Streichrichtung am nächsten. Tatsächlich hat ja auch Philippson schon konstatiert, daß die **Olonoskalke ihre unmittelbare direkte Fortsetzung nach Norden über Naupaktos im Pindos finden,** und er hat seine Pindoskalke mit ihnen identifiziert. **Infolgedessen werden die Pindoskalke hier auch vorzugsweise triadisches Alter besitzen.**

Ein weiteres Bindeglied zwischen der Trias des Westpeloponnes und der Süddalmatiens wurde neuerdings auf **Corfu** gefunden, wo scheinbar infolge der tektonischen Verhältnisse auch weiter im Westen günstige Aufschlüsse gegeben sind. Im Nordwesten von Perithia (im Norden der Insel Corfu) treten auch Daonellenschichten auf.

Auf Corfu stehen dieselben in enger Verbindung mit dem auf der Insel ziemlich verbreiteten Dolomit.

Zwischen beiden Schichtgruppen findet ein ganz allmählicher Übergang statt. Der Dolomit scheint unter den Olonoskalken zu liegen. Es ist jedoch nicht unwahrscheinlich, daß dieses Lagerungsverhältnis nur durch tektonische Wirkungen, auf die ich bei der ausführlichen Behandlung der Geologie Corfus noch zurückkomme, bedingt ist, und daß der Dolomit in Wirklichkeit jünger ist als der Olonoskalk. Die Untersuchung über diese Frage ist noch nicht vollständig abgeschlossen, ich glaube jedoch auch jetzt schon zu der ur-

sprünglichen Altersbestimmung dieses Dolomits durch PARTSCH[1] zurückkehren zu können.

Weiter kommt nach meinen bisherigen Untersuchungen Dolomit vor: auf den Syvota-Inseln und dem benachbarten Festland von Epirus, auf Leukas (H. Ilias nördlich von Enkluvi), auf Ithaka (bei Vathy), in Akarnanien (nördlich von Peratia) und, wie schon erwähnt, im Peloponnes (östlich von H. Konstantinos, als Überlagerung des Olonoskalks).

Ob alle diese Dolomite ein einheitliches Alter besitzen, also etwa dem Hauptdolomit der Ostalpen und Süddalmatiens gleichzustellen sind, oder ob sie z. T. nur untergeordnete Einschiebungen höheren Alters darstellen, können natürlich jeweils nur detaillierte Untersuchungen entscheiden.

Es ist ferner zu bedenken, daß auch auf Cephallenia, sowie in Süddalmatien cretacische Dolomite auftreten, so daß die Zugehörigkeit mancher der oben angeführten Dolomitvorkommen zur Kreide noch nicht vollständig auszuschließen ist.

Abgesehen von den Daonellenhornsteinen treten auf Corfu im Vorgebirge Fustapidima (nördlich von Govino) schwarze, bituminöse, dickgebankte Kalke auf. Sie sind von weißen Kalkspatadern durchzogen und vollständig mit Zweischalern und Brachiopoden erfüllt. Die Fossilien sind aus dem sehr harten, splitterig brechenden Gestein nur schlecht ausgewittert und lassen sich kaum herauspräparieren. Herr Prof. FRECH war so freundlich, da er gerade dieselben Arten aus dem Bakonyerwald bearbeitete, die wenigen Stücke, die ich in einem einigermaßen brauchbaren Zustande erlangen konnte, mitzubestimmen.

Es sind dies eine der *Cardita Gümbeli* PICH. idente oder jedenfalls sehr nah verwandte Art und eine *Mysidia* cf. *orientalis* BITT. Beide lassen auf ein triadisches Alter der schwarzen Kalke schließen. Eine genaue Horizontbestimmung kann natürlich mit den wenigen, schlecht erhaltenen Fossilien nicht durchgeführt werden.

Leider ist weder die Unterlage dieser Kalke zu erkennen, noch die Lagerungsverhältnisse, in denen sie zu den anderen Schichten der Insel stehen. Sie durchragen vermutlich als stehengebliebene Klippe die neogenen Konglomerate der Inselmitte. Die Lagerung ist annähernd horizontal.

[1] J. PARTSCH, Die Insel Corfu. PETERM. Mitt. 1887. Ergänzungsheft No. 88. p. 14 u. 15.

Außer an einigen andern Punkten auf Corfu[1], habe ich dieselben Kalke noch auf der Südseite des Skopos auf Zante angetroffen, während in Akarnanien petrographisch ähnliche Sedimente z. T. im Verein mit schwarzen Schiefern die Hügelkette von Machalas zusammensetzen.

Bevor keine besseren Fossilien vorliegen, möchte ich mit meinem Urteil über die Einreihung dieser Schichten noch zurückhalten. Voraussichtlich dürften genaue Untersuchungen im zentralen Peloponnes auch die Altersfrage der westlichen schwarzen Kalke entscheiden.

Außer der von mir in Griechenland nachgewiesenen Trias ist diese Formation neuerdings auch auf Euböa durch Deprat[2] konstatiert worden.

Von Griechenland benachbarten Vorkommen wurde der triadischen Ablagerungen von Süddalmatien[3] und Creta[4] schon gedacht. In Kleinasien ist Trias bis jetzt von Balia-Maaden[5], von der Insel Chios und vom Golf von Ismid[6] bekannt.

---

[1] Einige Kuppen zwischen Govino und Panagia Mad. di Sparmio, ferner im Norden von Varypatades und südlich von Chlomos.

[2] Deprat, Compt. rend. 1903. No. 17. p. 666 und Bull. de la Soc. géol. de France. 1903. **3**. (4.) p. 237.

[3] Bukowski, Einige Beobachtungen in dem Triasgebiet von Süddalmatien. Verh. d. österr. geol. Reichsanst. 1895. p. 133; — Cephalopodenfunde in dem Muschelkalk von Braič in Süddalmatien. Ebenda. 1895. p. 319; — Über den geologischen Bau des nördlichen Teiles von Spizza in Süddalmatien. Ebenda. 1896. p. 95; — Werfener Schichten und Muschelkalk in Süddalmatien. Ebenda. 1896. p. 325; — Zur Stratigraphie der süddalmatinischen Trias. Ebenda. 1896. p. 379; — Neue Ergebnisse der geologischen Erforschung von Süddalmatien. Ebenda. 1899. p. 68; — Exkursionen in Süddalmatien.

[4] siehe p. 224.

[5] M. Neumayr, Über Trias- und Kohlenkalkversteinerungen aus dem nordwestlichen Kleinasien. Anzeig. d. Akad. d. Wiss. Wien. 1887. p. 241 ff. — A. Bittner, Triaspetrefakten von Balia in Kleinasien. Jahrb. d. österr. geol. Reichsanst. 1891. **41**. 97 ff. — Bukowski, Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Balia-Maaden im nordwestlichen Kleinasien (Mysien). Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. Wien (math.-nat. Kl.). **101**. Abt. 1. 1892. p. 15 ff. — A. Bittner, Neue Arten aus der Trias von Balia in Kleinasien. Jahrb. d. österr. geol. Reichsanst. 1892. **42**. 77 ff.

[6] Fr. Toula, Eine Muschelkalkfauna vom Golfe von Ismid in Kleinasien. Beiträge zur Paläont. u. Geol. Österr.-Ung. und d. Orients. 1896. **10**. 153—191.

Nachdem auf Euböa, sowie an den eben genannten außergriechischen Triasfundorten im Liegenden Carbon[1] nachgewiesen werden konnte, so dürfte diese Formation auch an manchen Punkten Griechenlands noch anzutreffen sein.

Jura.

Die tiefsten, bisher durch Fossilfunde mit Bestimmtheit nachgewiesenen jurassischen Schichten sind dem mittleren Lias zuzuteilen. Ihre bedeutende Mächtigkeit, sowie eine nur dem Genus nach bestimmbare Koralle, *Stylophyllopsis* sp., lassen jedoch darauf schließen, daß dieselbe Fazies auch noch tiefer hinuntergeht. Es ist jedenfalls die Möglichkeit vorhanden, daß die untersten Partien dieses mächtigen Kalkkomplexes noch in die Obertrias hineinreichen und z. T. den alpinen Dachsteinkalken gleichzustellen sind.

Interessant ist, daß auch im Jura über dem mittleren Lias wieder eine den triadischen Olonoskalken petrographisch annähernd idente Schichtenfolge, der weitverbreitete Vigläskalk, auftritt.

Unterer und mittlerer Lias.

Diese hellen, meist weißen, dickgebankten Kalke bilden das Liegende der Vigläskalke und werden konkordant von dem zu dem Schichtenverband der letzteren gehörigen Oberlias überlagert. Öfters macht sich auch ein allmählicher Übergang zwischen beiden Schichtenserien durch Wechsel-

[1] Deprat, Compt. rend. 1903. No. 17. p. 666 und Bull. de la Soc. géol. de France. 1903. **3**. (4.) p. 237. — Bukowski, Über das Vorkommen carbonischer Ablagerungen im süddalmatinischen Küstengebiete. Verh. d. österr. geol. Reichsanst. 1901. p. 176 ff.; — Exkursionen in Süddalmatien. — C. Renz, Zur Altersbestimmung des Carbons von Budua in Süddalmatien. Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1903. No. 5. p. 1. — M. Neumayr, Über Trias und Kohlenkalkversteinerungen aus dem nordwestlichen Kleinasien (s. oben). — Bukowski, Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Balia-Maaden im nordwestlichen Kleinasien (Mysien) s. oben. — J. Enderle, Über eine anthracolithische Fauna von Balia-Maaden in Kleinasien. Beiträge zur Paläontol. u. Geol. Österr.-Ung. und des Orients. **13**. 1900. p. 49 ff. — Coquand, Oberdevon und Carbon bei Panderma. Bull. Soc. géol. d. Fr. 1878. p. 347. — Außerdem hat Teller auf Chios Fusulinenkalke festgestellt. Denkschr. Akad. Wien 1880. **40**. p. 349.

lagerung bemerkbar. Aber auch abgesehen von den vor allem für mittelliassisches Alter sprechenden Lagerungsverhältnissen dieser Kalke wurden bei Kukuleaés in Epirus und auf dem aus demselben Kalk bestehenden Aussichtsfelsen von Peleka (Corfu) Brachiopoden des mittleren Lias gefunden.

Bei Kukuleaés (Epirus) hat Philippson folgende von Steinmann bestimmte Arten gesammelt[1]:

1. *Koninckina Geyeri* Bittn.
2. *Rhynchonella flabellum* Mgh.
3. *Rhynchonella Sordelli* Par.
4. *Terebratula cerasulum* Zitt.

Diese Liste wird durch:

1. *Spiriferina alpina* Oppel
2. *Rhynchonella variabilis* Schloth.

ergänzt, die ich neuerdings (Frühjahr 1904) von Kukuleaés mitgebracht habe.

Meine Fossilien stammen von der westlichen Talwand des Vyrostales (an der Straße), einige Minuten südlich des Chans Kukuleaés.

Außer den Brachiopoden, die sämtlich mittelliassisches Alter besitzen, wurden diesem Fundort noch zwei, nur dem Genus nach bestimmbare Korallen entnommen:

Thecosmilia sp.
Thamnastraea sp.

Beide Gattungen besitzen eine solche Vertikalverbreitung, daß ohne Artbestimmung keine Schlüsse auf das Alter des Muttergesteins gezogen werden können.

Das mittelliassische Alter der Kalke ist jedoch durch die Brachiopoden schon mit genügender Sicherheit erwiesen. Außer Brachiopoden und Korallen konnten auch an manchen Fundorten Gastropoden-, Zweischaler- und Ammonitendurchschnitte beobachtet werden. Diese Fossilien liessen sich jedoch wegen der Härte des Gesteins nicht unversehrt herausschlagen.

Der Kalk von Peleka auf Corfu lieferte folgende Arten:

1. *Waldheimia apenninica* Zitt.
2. *Rhynchonella Zitteli* Gemm.
3. *Rhynch. variabilis* Schloth.
4. *Rhynchonella* sp.
5. *Koninckina (Koninckodonta) Geyeri* Bittn.
6. *Spiriferina* cf. *Haueri* Suess.

[1] Philippson und Steinmann, Über das Auftreten von Lias in Epirus. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1894. 46. 116—125. Taf. 11.

Er besitzt also jedenfalls dasselbe Alter (Mittellias) wie der Kalk des Vyrostales in Epirus, mit dem er auch petrographisch ident ist, und gehört nicht zum Tithon, wie DE STEFANI angibt[1].

Die Felsen von Peleka sind Klippen älteren Gesteins, die das neogene Hügelland der Inselmitte durchragen. Da dieselben Kalke jedoch auch sonst auf der Insel und dem gegenüberliegenden Festland eine große Verbreitung besitzen, so können die Lagerungsverhältnisse mit genügender Sicherheit nachgewiesen werden.

Eine größere derartige Klippe ist der Berg Santi Deka im Süden von Corfu. In der Mulde zwischen seinen beiden Gipfeln ist auch noch oberer Lias vorhanden.

Ident mit dem Kalke von Peleka sind ferner die von DE STEFANI ebenfalls zum Tithon gerechneten Kalke, die die Inseln Lazaretto und Vido (letztere zum größten Theil) aufbauen und auch zusammen mit überlagerndem Vigläskalk den Untergrund der Stadt Corfu bilden.

Mittlerer und wahrscheinlich auch unterer Lias hat einen großen Anteil an der Zusammensetzung des Pantokratormassivs und reicht von der höchsten Spitze in ununterbrochenem Zuge noch weiter nördlich bis zum Kakoplagi bei Lutzes.

Im Norden endigt er in der Antinioti-Halbinsel, auf der ich bei H. Catherina eine ebenfalls nur der Gattung nach bestimmbare Koralle:

Stylophyllopsis sp.,

aufgesammelt habe.

Dieselbe Koralle wurde auch aus den gleichen Kalken beim Cap Stylo (Epirus), die dort, wie auch beim Cap Scala und weiter nördlich als Liegendes der Vigläskalke weit verbreitet sind, erhalten.

Da *Stylophyllopsis* bisher nur in Schichten höheren Alters gefunden wurde, so dürften diese mächtigen Kalkmassen wohl auch ältere Horizonte, als mittleren Lias, also wahrscheinlich unteren Lias, eventuell noch obere Trias umfassen.

---

[1] DE STEFANI, Observations géologiques sur l'île de Corfou. Bull. Soc. géol. de France. 1894. (3.) 22. 445.

Diese Koralle wurde jeweils an den tiefsten Punkten der Aufschlüsse angetroffen.

Der großen Ausdehnung des mittleren Lias im Innern von Epirus, im Tal des Vyros, wurde schon gedacht. Auch auf der Ostseite des Hafens von Preveza, sowie in den Gebirgen im Norden von Luros befinden sich größere Komplexe.

Nach Süden zu setzen sich die mittelliassischen Kalkmassen in Akarnanien fort und erlangen in dem Hügelland westlich von Vonitza, sowie in dem hohen Gebirge, das sich im Osten und Südosten von Zaverda ausdehnt und im Bergandi und Hypsili-Koryphi gipfelt, eine große Verbreitung.

Durch eine Flyschzone hiervon getrennt, dehnen sie sich vom Bumisto nach Süden ohne Unterbrechung bis zum Cap Turko Viglia aus und treten auch in den südlich davon gelegenen kleinen Inseln, Kaloiro, Dragonara, Sophia, Karlonisi, Provati und Pontikonisi nochmals zutage. Die anderen der kleinen Küsteninseln habe ich nicht besucht; sie besitzen aber voraussichtlich dasselbe Alter.

Entsprechend ist ebenfalls in der Hauptsache[1] die Zusammensetzung der steil aufstrebenden, großen Insel Kalamos [Karnos], auf der sich auch noch, als teilweise Überlagerung des mittleren Lias, Oberlias erhalten hat.

Auch sonst sind an vielen Punkten Oberliasablagerungen festgestellt worden, auf die noch später zurückgekommen werden wird.

Die östlichste Zone des mittleren Lias zieht sich von der Chalkitza nach Norden, wird von der Straße Astakos—Katuna im Osten von Vasilopulon überschritten und ist auch nochmals etwa 3 km östlich von Vlizana angetroffen worden.

Nach Westen zu wird er überlagert von Oberlias, Vigläs kalk, Hippuritenkalk, Paxoskalk und Flysch.

---

[1] Ein lokal eng begrenztes Rudistenkalkvorkommen befindet sich nordwestlich von Kephali, geringe tertiäre Reste sind bei Dorf Kalamos und am Nordostende der Insel.

Der Flyschzug, der gegen Westen zu abgebrochen ist, streicht von Astakos direkt nördlich nach Vlizana.

Ein ähnliches, wenn auch nicht so vollständiges Profil, wie hier, wiederholt sich auf der langgestreckten Insel Kastos. Südöstlich vom Hafen des Hauptortes, sowie auf der nordöstlich davon gelegenen kleinen Insel Nisaki ist als unterstes Glied mittlerer Lias aufgeschlossen. Darüber folgt Vigläskalk, Hippuritenkalk und Paxoskalk.

Weit verbreitet ist ferner mittlerer und voraussichtlich auch unterer Lias auf Leukas. Er streicht hier in breitem, ununterbrochenem Zuge vom Hügelland von Tsukalådes über Exanthia bis zum Stavrotas und beherrscht vollständig die Berge von Marantochori und Evgiros, sowie die Laïnaki-Kette.

Auf Ithaka besteht der Kern der großen Antiklinen, die die Südhälfte der Insel aufwölbt, bei der Stadt Vathy und dem Cap H. Andreas vorwiegend aus mittlerem Lias. Hier an diesem südlichsten Vorkommen, das ich bis jetzt beobachtet habe, besitzt dieser Kalk genau dieselbe Faziesausbildung und die gleichen Verwitterungsformen wie auf Corfu und in Epirus.

Auch auf Ithaka wird dieser mittelliassische Kern der Antiklinen mantelförmig von Oberlias und dazugehörigem Vigläskalk überlagert.

Im Peloponnes wurde bis jetzt noch kein Lias angetroffen, es sei denn, daß die obertriadischen Kalkmassen der Argolis z. T. auch noch in die Juraformation hinaufreichen.

Oberer Lias und Dogger.

Konkordant über den Kalken des mittleren Lias folgen die schon oft erwähnten Vigläskalke, deren untere Lagen zahlreiche Fossilien des oberen Lias und unteren Doggers geliefert haben. Die Vigläskalke gleichen petrographisch den triadischen Olonoskalken im Peloponnes und den Pindoskalken Philippson's in Epirus. Philippson hat die Pindoskalke, ebenso wie die Olonoskalke, an die Grenze von Eocän und Kreide gesetzt. Es wurde schon hervorgehoben, daß die Pindoskalke Philippson's in der direkten Fortsetzung der tria-

dischen Olonoskalke nach Norden mit diesen übereinstimmen dürften.

Nachdem ich jetzt ferner an verschiedenen Punkten in dem untersten Teil der Pindoskalke die von Corfu und Ithaka schon bekannten oberliassischen Posidonomyen- und Ammonitenschichten gefunden habe, ist auch das jurassische, bis zum mittleren Lias hinunterreichende Alter dieses Teils der Pindoskalke erwiesen. Die im westlichen Epirus (Albanien) und Akarnanien auftretenden, dem Jura angehörigen Hornsteine, Schiefer und Plattenkalke können daher in jeder Hinsicht mit meinen Vigläskalken identifiziert werden. Hierdurch werden in Epirus (Albanien) und dem westlichen Mittelgriechenland weit ausgedehnte Flächen für den Jura gewonnen, und zwar auf Kosten von Kreide und Tertiär, die auf ein ähnliches Maß wie in den Ostalpen beschränkt werden.

Da jedoch ferner typische, eocäne Paxoskalke auch in Epirus und in Akarnanien festgestellt wurden, so verteilen sich die Pindoskalke PHILIPPSON's unter die triadischen Olonos-, die jurassischen Vigläs- und die eocänen Paxoskalke.

Auf eine genaue Beschreibung der Vigläskalke kann ich hier verzichten, da eine solche früher schon gegeben wurde [1]. Nur die Hauptzüge der petrographischen Entwicklung dieser mächtigen und verbreiteten Schichtenfolge seien des Zusammenhanges wegen hier nochmals kurz rekapituliert [2].

Die Hauptmasse des Vigläskalksystems besteht aus hellen bis rötlichen Plattenkalken, die stark mit Hornstein angereichert sind.

Der Hornstein ist entweder in Knollen oder Fladen im Plattenkalk eingelagert oder bildet auch selbständige Zwischenlagen.

---

[1] J. PARTSCH, Die Insel Corfu. PETERM. Mitt. Ergänzungsheft No. 88. p. 12.

[2] C. RENZ, Neue Beiträge zur Geologie der Insel Corfu. Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1903. No. 5. p. 12; — Über neue Vorkommen von Trias in Griechenland und von Lias in Albanien. Centralbl. f. Min. etc. 1904. No. 9. p. 257 u. 258; — Die petrographisch identen Olonoskalke werden ausführlich von PHILIPPSON beschrieben. Der Peloponnes. Berlin 1892. p. 400.

Diese letzteren können bisweilen derartig anschwellen, daß die Plattenkalke im Verhältnis zu den Hornsteinkomplexen ganz zurücktreten, namentlich in den unteren Teilen der Schichtenfolge.

Die Hornsteine können auch durch Schiefer, tonige Kalke und Mergelzwischenlagen ersetzt werden [1].

Alle die petrographisch verschiedenen Glieder sind in der konkordanten Schichtenfolge durch innige Wechsellagerung derart untereinander verbunden, dass nirgends eine Unterbrechung festgestellt werden konnte. Soweit die Oberliasschichten als tonige, knollige Kalke entwickelt sind, könnten sie auch aus dem Verband der Vigläskalke ausgeschieden werden. Einerseits ist jedoch an vielen Punkten eine Wechsellagerung mit Schiefern vorhanden und anderseits müssen sie als Äquivalente der unzweifelhaft zum Vigläskalk gehörigen Posidonomyenhornsteine betrachtet werden. Jedoch nicht nur in vertikaler, sondern auch in horizontaler Richtung macht sich die größte Variation der Gesteinsbeschaffenheit bemerkbar. Die in der Fazies verschiedenen Glieder repräsentieren aber doch genau gleichalterige Gebilde, wie ich durch Fossilfunde feststellen konnte. *Posidonomya Bronni* VOLTZ tritt sowohl in den Hornsteinen und deren tonigen Zwischenlagen, sowie in den roten, z. T. gefleckten und hellen, tonigen Kalken, als auch in den gelben und schwarzen Schiefern und Mergeln auf. Dieses so wechselnde Faziesgebilde der Vigläskalke ist also doch als stratigraphische Einheit zu betrachten und besitzt ohne Zweifel jurassisches Alter.

Bis jetzt sind in den untersten Partien dieses Schichtenkomplexes folgende in der Liste zusammengestellte Arten des oberen Lias und unteren Doggers gefunden worden:

---

[1] Die Hornsteine sind meist gelb, die Schiefer grau oder schwarz und die tonigen Kalke und Mergel gelb oder rot gefärbt. Außerdem konnten jedoch alle möglichen anderen Färbungen namentlich der Hornsteine beobachtet werden. Es sei hier noch erwähnt, daß im Peloponnes in den petrographisch identen Olonoskalken auch größere Komplexe von rotem Hornstein auftreten, die im Verbande der Vigläskalke seltener sind.

Zusammenstellung der Fossilien aus dem oberen Lias und unteren Dogger von Epirus, Albanien, Corfu und Ithaka.

	Anzahl	Zone
Hildoceras comense Buch s. str. .	32	Zone des *Lytoceras jurense*
Hildoceras comense Buch var. *evoluta* Renz	9	
Hildoceras Comense Buch var. *multicostata* Renz	12	
Hildoceras comense Buch var. *Bayani* Dumortier emend. Renz	4	Zone des *Hildoceras bifrons*
Hildoceras Mercati Hauer . . .	10	Zone des *Hildoceras bifrons*
Hildoceras Mercati Hauer var. *hellenica* Renz	1	
Hildoceras n. sp. ind.	1	
Hildoceras Erbaense Hauer . .	4	Zone des *Lytoceras jurense*
Hildoceras quadratum Haug . .	3	Zone des *Lytoceras jurense* Zone des *Hildoceras bifrons*
Hildoceras bifrons Brug. . . .	9	
Hildoceras Levisoni Simpson var.	1	Posidonomyenschiefer Zone des *Hildoceras bifrons*
Hildoceras sp. ind.	6	
Lillia Lilli Hauer	4	{Zone des *Lytoceras jurense*
Lillia Narbonensis Buckman . .	1	{Zone des *Hildoceras bifrons* (la Verpillière)
Harpoceras (Grammoceras) radians Rein.	2	Zone des *Lytoceras jurense*
Harpoceras (Grammoceras) toarcense d'Orb.	1	Zone des *Lytoceras jurense*
Harpoceras discoides Zieten . .	5	Zone des *Lytoceras jurense*
Harpoceras subplanatum Oppel .	8	Zone des *Lytoceras jurense* Zone des *Hildoceras bifrons*
Harpoceras Aalense Zieten . .	1	Zone des *Lytoceras jurense* Zone des *Harpoceras opalinum*
Harpoceras Eseri Oppel	3	Zone des *Lytoceras jurense* Zone des *Hildoceras bifrons*
Harpoceras sp.	—	
Coeloceras Desplacei d'Orb. . .	5	Zone des *Hildoceras bifrons*
Coeloceras annulatum Sow.. . .	12	Posidonomyenschichten
Coeloceras anguinum Reinecke .	5	Zone des *Hildoceras bifrons*
Coeloceras Mortiletti Mgh. . . .	4	Medolo
Coeloceras cf. *subanguinum* Mgh.	1	Medolo
Coeloceras subarmatum Young und Bird	2	Zone des *Hildoceras bifrons*
Coeloceras crassum Phil.. . . .	6	Zone des *Hildoceras bifrons*

	Anzahl	Zone
Coeloceras commune Sow. . . .	5	Zone des *Hildoceras bifrons*
Coeloceras cf. *pettos* Quenst. . .	1	Lias γ (?)
Coeloceras sp. ind..	7	
Stephanoceras aff. *longalvum* Vacek	1	Zone des *Harpoceras Murchisonae* und höher?
Stephanoceras sp. ind.	2	
Hammatoceras sp..	1	
Lytoceras cf. *cornucopia* Young und Bird	1	Zone des *Hildoceras bifrons*
Lytoceras sp. ind.	2	
? *Tmetoceras Sutneri* Haug var. *epirotica* Renz	1	Zone des *Harpoceras opalinum*
Phylloceras Nilssoni Hébert . .	15	Oberer Lias
Phylloceras heterophyllum Sow. .	7	Oberer Lias
Phylloceras Borni Prinz	3	Oberer Lias
Phylloceras cf. *zetes* d'Orb. . .	3	
Phylloceras sp. ind.	8	
Posidonomya Bronni Voltz . .	—	

Die in der Liste genannten Arten verteilen sich folgendermaßen auf die einzelnen Fundorte:

Ithaka: Rote oder gefleckte, knollige und tonige Plattenkalke der untersten Partie der Vigläskalke.

Etwa 1 km südöstlich von Vathy:

1. *Hildoceras comense* Buch s. str.
2. — *comense* Buch var. *evoluta* Renz
3. — *Mercati* Hauer var. *hellenica* Renz
4. *Hildoceras* n. sp. ind.
5. *Hildoceras* sp.
6. *Coeloceras* cf. *subanguinum* Mgh.
7. — *crassum* Phil.
8. *Coeloceras* sp.

Gleiche Schichten finden sich auch im Osten der Buchten von Vathy und Skinos, sowie etwa 2 km westlich der Stadt.

Epirus und Albanien: 1. Gelbliche und graue, tonige und knollige (z. T. stark eisenschüssige) Kalke an der Basis der Vigläskalke.

In der Phtelia-Bucht[1]:

---

[1] Der Fundort liegt am südlichen Vorsprung der Einfahrt in die innere Bucht gegenüber einer kleinen vorliegenden Insel.

1. *Hildoceras comense* Buch s. str.
2. — *comense* Buch var. *evoluta* Renz
3. — *Erbaense* Hauer
4. *Harpoceras subplanatum* Opp.
5. *Coeloceras anguinum* Rein.
6. — *annulatum* Sow.
7. — *commune* Sow.
8. *Coeloceras* sp.
9. *Phylloceras Borni* Prinz.

Am Cap Scala (nördliche Seite):

1. *Hildoceras comense* Buch s. str.
2. — *comense* Buch var. *evoluta* Renz
3. — *comense* Buch var. *multicostata* Renz
4. — *comense* Buch var. *Bayani* Dumort. emend. Renz
5. — *Mercati* Hauer
6. *Hildoceras Erbaense* Hauer
7. *Hildoceras* sp.
8. *Harpoceras subplanatum* Opp.
9. — *discoides* Zieten
10. *Phylloceras Borni* Prinz
11. *Phylloceras* sp.
12. *Coeloceras annulatum* Sow.

Am Cap Scala (südliche Seite):

1. ? *Tmetoceras Sutneri* Haug var. *epirotica* Renz
2. *Phylloceras* sp.
3. *Hammatoceras* sp.

In der Tetranisi-Bucht[1]:

1. *Harpoceras discoides* Zieten
2. — *subplanatum* Oppel
3. — *(Grammoceras) toarcense* d'Orb.
4. *Hildoceras Mercati* Hauer
5. — *comense* Buch var. *multicostata* Renz
6. — *comense* Buch var. *Bayani* Dumort. emend. Renz
7. *Hildoceras quadratum* Haug
8. *Coeloceras subarmatum* Young und Bird
9. *Lytoceras* cf. *cornucopia* Young und Bird
10. *Phylloceras heterophyllum* Sow.
11. — *Nilssoni* Hébert
12. — cf. *zetes* d'Orb.

Am Cap südlich S. Giorgio (Punta rossa)[2]:

1. *Hildoceras quadratum* Haug
2. — *Mercati* Hauer
3. — *comense* Buch var. *multicostata* Renz
4. — *comense* Buch var. *evoluta* Renz
5. — *comense* Buch var. *Bayani* Dumort.
6. *Hildoceras comense* Buch
7. — *Erbaense* Hauer
8. — *bifrons* Brug
9. *Lillia Lilli* Hauer
10. — *Narbonensis* Buckman
11. *Phylloceras Nilssoni* Hébert
12. — *heterophyllum* Sow.
13. *Phylloceras* sp.

---

[1] Dieser Fundort befindet sich im südlichen Teil des innersten Winkels der Bucht im Osten der Tetranisi-Inseln, die ich deshalb der Kürze wegen als Tetranisi-Bucht bezeichnet habe.

[2] Es ist das Cap (Punta rossa) zwischen der Tetranisi-Bucht und der Bucht von S. Giorgio gemeint.

14. *Coeloceras annulatum* Sow.
15. — *anguinum* Rein.
16. — *crassum* Phil.
17. — *Desplacei* d'Orb.
18. — *commune* Sow.
19. *Coeloceras* sp.
20. *Harpoceras subplanatum* Opp.
21. — *discoides* Zieten
22. *Lytoceras* sp. ind.

Am Westufer des Butrinto-Sees (etwa 1½ km südlich von Kloster S. Giorgio):

1. *Hildoceras bifrons* Brug.
2. — *comense* Buch
3. *Phylloceras Nilssoni* Hébert
4. *Phylloceras* sp.

2. Helle, plattige Kalke.

Im Osten der Bucht von Valona (zwischen Kryoneri und der Saschitza):

1. *Harpoceras* sp.

3. Rote, tonige Kalke.

Im oberen Vyrostal (Schlucht an der westlichen Talseite, wenig unterhalb der im Süden von Chan Vyros liegenden Straßenbrücke):

1. *Hildoceras comense* Buch.

Es ist hier noch anzuführen, daß auch westlich von Gardikaki blaugraue und gelbliche, tonige Kalke und Mergel angetroffen wurden, die den oberliassischen Ammonitenschichten von Sinies und Perithia auf Corfu vollständig entsprechen. Dieselben gehören ebenfalls dem Oberlias an (p. 245), haben jedoch vorerst noch keine entsprechenden Ammoniten geliefert.

Corfu:

1. Helle, meist gelbliche, tonige und knollige Kalke (z. T. auch graue Konglomerate) an der Basis der Vigläskalke.

Bei Lutzes (und im Tal südlich des Dorfes, längs des Weges Lutzes—Perithia über H. Athanasios):

1. *Harpoceras Aalense* Zieten
2. — *Eseri* Oppel
3. *Coeloceras crassum* Phil.
4. — cf. *pettos* Quenst.
5. *Coeloceras Mortiletti* Menegh.
6. — *annulatum* Sow.
7. *Hildoceras Levisoni* Simps. var.
8. — *bifrons* Brug.

Bei und oberhalb Glypha:

1. *Hildoceras* sp.

Unterhalb Karya (zwischen den Brunnen und Glypha):

1. *Harpoceras subplanatum* Oppel
2. *Phylloceras heterophyllum* Sow.

Bei Karya (oberhalb der Brunnen und gegen Palaeospita):

1. *Hildoceras bifrons* Brug.
2. — *comense* Buch
3. — *comense* Buch var. *multicostata* Renz
4. *Hildoceras* sp.
5. *Coeloceras crassum* Phil.
6. *Coeloceras subarmatum* Youg und Bird
7. — *annulatum* Sow.
8. — *Desplacei* d'Orb.
9. *Lillia Lilli* Hauer
10. *Phylloceras heterophyllum* Sow.

Bei Palaeospita:

1. *Hildoceras Mercati* Hauer
2. — *comense* Buch
3. — *comense* Buch var. *evoluta* Renz
4. — *quadratum* Haug
5. — *bifrons* Brug.
6. *Harpoceras (Grammoceras) radians* Rein.
7. *Coeloceras annulatum* Sow.
8. — *crassum* Phil.
9. *Phylloceras Nilssoni* Hébert

Im Norden der Insel Vido:

1. *Phylloceras Nilssoni* Hébert
2. *Phylloceras* sp.
3. *Hildoceras comense* Buch
4. — *comense* Buch var. *evoluta* Renz
5. — *comense* Buch var. *multicostata* Renz
6. *Hildoceras bifrons* Brug.
7. — *Mercati* Hauer
8. *Lillia Lilli* Hauer
9. *Coeloceras annulatum* Sow.
10. — cf. *crassum* Phil.
11. — *commune* Sow.
12. *Lytoceras* sp.

2. Kieselige Kalke aus dem Schichtenverband der Vigläskalke.

Auf Vido (im Norden der Insel):

1. *Stephanoceras* aff. *longalvum* Vacek
2. *Stephanoceras* sp.

3. Graue bis gelbliche tonige Kalke und Mergel der untersten Partie der Vigläskalke.

Bei Sinies (*ἀπάνω πηγάδι*):

1. *Harpoceras radians* Rein.
2. — *Eseri* Oppel var.
3. — cf. *subplanatum* Oppel
4. *Phylloceras* cf. *Nilssoni* Hébert
5. — cf. *zetes* d'Orb.
6. *Coeloceras Mortiletti* Meneghini
7. — *commune* Sow.
8. — *Desplacei* d'Orb.

(1–8: Kollektion Partsch, Zittel determ.)

9. — cf. *annulatum* Sow. (Kollektion Partsch, Renz determ.)

Bei Perithia (*πηγάδι*):

1. *Harpoceras Eseri* Oppel
2. *Phylloceras* cf. *Nilssoni* Hébert

(Kollektion Partsch, Zittel determ.)

4. Rote und gefleckte, tonige und knollige Kalke.

Oberhalb (nordöstlich) von Strinilla:

1. *Hildoceras comense* Buch.

5. Rote, tonige Kalke und graue, kalkige Schiefer.

Auf der Nordseite des Hochtals der Panagia-Kapelle:

1. *Harpoceras* sp.

Der paläontologische Teil dieser Abhandlung umfaßt die aus den bisher angeführten Fundorten (Epirus, Albanien, Corfu und Ithaka) gewonnenen Aufsammlungen.

Neuerdings wurde jedoch von Leukas, Kalamos und Akarnanien ein so umfangreiches Material erhalten, daß eine zweite, gesonderte paläontologische Bearbeitung erforderlich wird.

Leukas (Santa Maura). Die Aufschlüsse dieser Insel, im Norden von Kavalos, in der Talschlucht von Exanthia (Kalamitsi) und am Südabsturz des Stavrotas-Massivs (vom Agrapidokampos bis in die Gegend von Anavrysada) haben Hunderte von Ammoniten des oberen Lias und unteren Doggers geliefert[1].

Alle bisher aus Epirus (Albanien) und Griechenland zitierten Arten, sowie die Fauna vom Cap S. Vigilio und von Csernye in Ungarn (mit Ausnahme der mittelliassischen Ammoniten) sind im großen und ganzen in diesen Aufsammlungen vertreten. Ganz besonders häufig sind im oberen Lias Angehörige der Gruppen des *Hildoceras bifrons* Brug. und des *Hildoceras comense* Buch, im unteren Dogger dagegen *Tmetoceras scissum* Benecke und *Harpoceras Murchisonae* Sow.

Akarnanien:

1. Graue und gelbliche, tonige und knollige Kalke.

Östlich von Vasilopulon (Straße Astakos—Katuna zwischen Kilometer 8 und 9):

1. *Hildoceras comense* Buch
2. *Coeloceras annulatum* Sow.
3. — *crassum* Phil.
4. *Phylloceras Nilssoni* Hébert
5. — *zetes* d'Orb.

2. Rote und graue, z. T. gefleckte, tonige und knollige Kalke.

[1] Genauere Angaben im Centralbl. f. Min. etc. 1905. No. 9. p. 259—264. Carl Renz, Über die Verbreitung des Lias auf Leukas und in Akarnanien.

Im O.—SSO. von Zavista (4—5 km, am Wege Zavista —Vlizana):

1. *Hildoceras comense* Buch
2. — *comense* Buch var. *evoluta* Renz
3. — *comense* Buch var. *multicostata* Renz
4. — *comense* Buch var. *Bayani* Dum.
5. — *Mercati* Hauer
6. — *Levisoni* Simpson
7. — *bifrons* Brug.
8. *Hildoceras Erbaense* Hauer
9. *Lillia Lilli* Hauer
10. *Harpoceras subplanatum* Opp.
11. *Coeloceras anguinum* Rein.
12. — *Desplacei* d'Orb.
13. — *annulatum* Sow.
14. — *crassum* Phil.
15. — *Braunianum* d'Orb.
16. *Phylloceras Nilssoni* Hébert
17. — *heterophyllum* Sow.
18. *Haugia navis* Dum.

3. Rote, tonige und knollige Kalke.

Südlich von Zavista (ungefähr 5 km, am Wege Zavista—Astakos):

1. *Hildoceras quadratum* Haug
2. — *Erbaense* Hauer
3. *Harpoceras Eseri* Oppel.

Bei Stinowitzi (zwischen Vasilopulon und Zavista):

1. *Lillia* cf. *Lilli* Hauer.

Etwa 3 km östlich von Vlizana:

1. *Hildoceras* sp.

Südlich von Monastirakion (ca. 5—7 km, am Wege Monastirakion—Mytikas):

1. *Hildoceras Mercati* Hauer
2. *Lillia Lilli* Hauer
3. *Hildoceras bifrons* Brug.

Im Osten von Astakos (Reitweg Astakos—Podolovitza, etwa 1 km östlich der Paßhöhe):

1. *Hildoceras comense* Buch var. *multicostata* Renz.

Kalamos [Karnos]:

1. Gelbliche, knollige Kalke.

Ca. 2 km im NNO. von Dorf Kalamos (Straße Kalamos—Kastron):

1. *Phylloceras* sp.
2. *Coeloceras* sp.

2. Gelbliche und graue, tonige und knollige Kalke.

Etwa 1 km südwestlich von Dorf Kalamos:

1. *Phylloceras Nilssoni* Hébert.

Ungefähr 1 km südwestlich von Kapelle H. Gerasimos:

1. *Coeloceras annulatum* Sow.
2. — *commune* Sow.
3. — *anguinum* Rein.
4. *Lillia Lilli* Hauer
5. *Hildoceras quadratum* Haug
6. — *Mercati* Hauer
7. *Hildoceras comense* Buch
8. — *comense* Buch var. *multicostata* Renz
9. *Harpoceras Eseri* Oppel
10. *Phylloceras heterophyllum* Sow.
11. — *Nilssoni* Hébert

Bei Linari:

1. *Phylloceras Nilssoni* Hébert
2. *Phylloceras* sp.
3. *Harpoceras subplanatum* Opp.
4. *Lytoceras* sp.
5. *Lillia Narbonensis* Buckman
6. *Coeloceras crassum* Phil.
7. *Hildoceras comense* Buch
8. *Hildoceras comense* Buch var. *evoluta* Renz
9. — *comense* Buch var. *multicostata* Renz
10. — *comense* Buch var. *Bayani* Dum.
11. — *Mercati* Hauer
12. — *Saemanni* Dum.

3. Rote und gelbliche, tonige und knollige Kalke von Kokkinopili (im NNW. von Dorf Kalamos):

1. *Hildoceras bifrons* Brug.
2. — *Levisoni* Simpson
3. — *Mercati* Hauer
4. — *Erbaense* Hauer
5. — *comense* Buch
6. — *comense* Buch var. *evoluta* Renz
7. — *comense* Buch var. *multicostata* Renz
8. — *comense* Buch var. *Bayani* Dum.
9. — *serpentinum* Rein.
10. *Harpoceras* (*Grammoceras*) *radians* Rein.
11. *Harpoceras discoides* Zieten
12. *Coeloceras subarmatum* Young und Bird
13. — *anguinum* Rein.
14. — *annulatum* Sow.
15. — *commune* Sow.
16. — *Desplacei* d'Orb.
17. — *crassum* Phil.
18. — *Mortiletti* Menegh.
19. — *subanguinum* Menegh.
20. *Lillia Lilli* Hauer
21. — *Narbonensis* Buckman
22. *Phylloceras Nilssoni* Hébert
23. — *heterophyllum* Sow.

Oberliassische Posidonomyenschichten (*Posidonomya Bronni* Voltz) wurden bis jetzt an folgenden Punkten in den untersten Partien der Vigläskalke nachgewiesen:

Corfu:

1. Hornsteine und deren tonige Zwischenlagen.

Auf dem Kurkuli, bei San Martino (Kriniá), Lavki, Almyros, südwestlich und südlich der Antinioti-Bucht, bei Melissia, Perithia (nördlich und nordwestlich der Brunnen), Sinies (bei der Kapelle), Lias-Zone Sinies

—Palaeospita—Karya, oberhalb Glypha (nördlich der obersten Häuser), auf dem Santi Deka (Mulde zwischen den beiden Gipfeln). auf Vido (im Norden und Nordosten der Insel), am Abhang des H. Kyriaki und bei Kato-Pavliana (Breccien und Konglomerat nordwestlich des Dorfes).

2. Schwarze bis gelbe Schiefer und Mergel.

Bei Sinies und nördlich des Dorfes, bei Palaeospita, Karya, Perithia, Kriniá, Lavki, Melissia und am Kurkuli.

3. Rote, tonige Kalke und Mergel.

Bei Strinilla (vom Hochtal der Panagia-Kapelle bis in die Gegend östlich von Drymodi).

4. Graue, tonige, dünnplattige Kalke.

Am Kurkuli.

Ithaka:

1. Hornsteine.

Nördlich von Vathy (Seitental im Osten des Hafens).

2. Rote oder gefleckte tonige Kalke.

Bei Vathy (etwa 1 km südöstlich der Stadt und ca. 2 km westlich der Stadt, auf dem Windmühlenhügel).

Kalamos [Karnos]:

1. Hornsteine.

Etwa 2 km im NNO. von Dorf Kalamos und ungefähr 1 km im SW. von Kephali (am westlichen Steilufer).

2. Rote, tonige Kalke.

Bei Kokkinopili (im NNW. von Dorf Kalamos).

3. Gelbliche und graue, tonige und knollige Kalke.

Bei Linari, bei Kokkinopili und etwa 1 km südwestlich von Kapelle H. Gerasimos.

Leukas:

1. Hornsteine.

Am Südwestabhang des Skarusgebirges.

2. Rote und gefleckte, tonige Kalke und Mergel.

In der Talschlucht von Exanthia und Kalamitsi, im Norden von Kavalos und am Südrand des Stavrotasmassivs (vom Agrapidokampos bis gegen Anavrysada).

3. Gelbliche und graue, tonige Kalke.

Am Südabsturz des Stavrotasmassivs.

Akarnanien (Xeromeros):

1. Hornsteine.

Höhen im Osten und Südosten von Platiali (Valti, im WSW. der Chalkitza), bei Dorgovitza (zwischen Zavista und Vasilopulon), im O. bezw. SO. von Komboti, nordöstlich von Varnakas, im nördlichen Teil des Hochtals Livadi und im Süden von Monastirakion.

2. Rote oder gefleckte tonige Kalke.

Östlich von Vlizana (ungefähr 3 km östlich des Dorfes), bei Stinowitzi, etwa 4—6 km südlich von Zavista (Weg nach Vasilopulon) und ca. 5—7 km südlich von Monastirakion (Weg nach Mytikas).

Epirus und Albanien:

1. Hornsteine.

Im oberen Vyrostal (zwischen Chan Vyros und der südlich davon gelegenen Straßenbrücke), talabwärts von Kerasovon, bei Goumenitza (nördlich des Dorfes gegen Varfani), etwa ½ km östlich von Chan Delvinaki und südöstlich von diesem Fundort, am Südwestabhang der östlich von Delvinon liegenden Gebirgskette (bei Muzina, Pitza, Gardikaki und voraussichtlich auch bei Droviani, Kakodiki usw.).

Ferner befinden sich größere Komplexe von gelbem Hornstein am Südwestabsturz des Čika-Gebirges (bei Vunos, Chimara usw.).

2. Blaugraue Mergel und tonige Kalke.

Westlich von Gardikaki.

3. Schwarze Schiefer.

Westlich von Gardikaki.

4. Hellgraue und gelbliche, kalkige Schiefer und plattige, z. T. tonige Kalke.

Bei Gardikaki (Quelle) und im Osten der Bucht von Valona (zwischen Kryoneri und der Saschitza [Sašica]).

5. Rote oder gefleckte, tonige Kalke.

Im Vyrostal (nördlich des Chans Kukuleaés, wenig südlich der Straßenbrücke in einer von Westen herabkommenden Seitenschlucht) und auf der Westseite der Saschitza (im Osten der Bucht von Valona).

6. Gelbliche und graue, tonige und knollige Kalke.

Am Cap Scala (nördliche Seite).

Die Fauna dieser zahlreichen, über Epirus (Albanien), die Ionischen Inseln und das westliche Mittelgriechenland verbreiteten Fundorte schließt sich eng an die der Ostalpen und der Apenninen an.

Die tiergeographischen Ergebnisse werden erst erörtert werden, nachdem die Untersuchung der gesamten Aufsammlungen abgeschlossen ist, während die genaue Beschreibung der einzelnen Vorkommen natürlich den Spezialarbeiten über die betreffenden Gebiete, die z. T. schon vollendet sind, überlassen bleiben muß.

Die Ammoniten, sowie *Posidonomya Bronni* Voltz entstammen, wie schon öfters erwähnt, den Lagen an der Basis der Vigläskalke.

Von dem paläontologisch bereits bearbeiteten Material (Corfu, Epirus [Albanien] und Ithaka) gehören die meisten Arten dem oberen Lias an, dessen sämtliche Zonen auch in Griechenland und Epirus (Albanien) hierdurch nachgewiesen werden.

Coeloceras pettos Quenst. gilt zwar in Schwaben als das Leitfossil des Lias γ, könnte aber immerhin nach neueren Untersuchungen im Mediterrangebiet eine größere Vertikalverbreitung nach oben hin besitzen. Das in Frage stehende Stück von Lutzes auf Corfu ist jedoch viel zu schlecht erhalten, um weitergehende Schlüsse zuzulassen. Mittlerer Lias tritt auf Corfu jedenfalls nicht mehr in der gewöhnlichen Ammonitenfazies auf.

Ferner sind mehrere Arten für den unteren Dogger bezeichnend.

Stephanoceras aff. *longalvum* Vacek ist ein typischer Vertreter des unteren Doggers (Bayeux) und bis jetzt aus der Zone des *Harpoceras Murchisonae* aus Ungarn (Bakony) und vom Cap St. Vigilio (Gardasee) bekannt. Wie bei der paläontologischen Beschreibung gezeigt werden wird, könnte das Stück aus Vido, das eine Übergangsform zu dem jüngeren *Stephanoceras Humphriesianum* Sow. aus der gleichnamigen Zone darstellt, auch einer höheren Zone als der des *Harpoceras Murchisonae* entstammen.

Harpoceras Aalense Zieten von Lutzes und das äußerst schlecht erhaltene *Tmetoceras Sutneri* Haug var. *epirotica* Renz

vom Cap Scala (südlicher Fundort) sind zwar weniger bezeichnend, immerhin sprechen jedoch die Lagerungsverhältnisse der beiden Fundorte dafür, daß auch dort Dogger vorhanden ist.

Harpoceras Aalense Zieten gleicht den Typen dieser Art aus der *Opalinus*-Zone von la Verpillière, woher auch das Original des *Tmetoceras Sutneri* Haug s. str. stammt.

Entsprechend verhält es sich auch mit den neu hinzugekommenen Fossilien von Leukas, Akarnanien und Kalamos.

Ausgezeichnet paläontologisch vertreten ist unterer Dogger (Zonen des *Harpoceras Opalinum* und des *H. Murchisonae*) auf der Insel Leukas, deren Aufschlüsse zahlreiche, typische Arten geliefert haben.

Dogger muß natürlich auch überall da vorhanden sein, wo die Schichten des oberen Lias von mächtigeren Partien von Vigläskalk konkordant überlagert werden.

Da nun die unteren Bänke der Vigläskalke oberen Lias und unteren Dogger repräsentieren, so müssen die konkordant darüberfolgenden Glieder dieser durch keine Lücke unterbrochenen stratigraphischen Einheit dem Jura angehören.

Daß nicht etwa eine Diskordanz zwischen dem oberen Lias, unteren Dogger und den oberen Lagen der Vigläskalke existiert und der letztere Teil, wie de Stefani annimmt, dem Obereocän-Oligocän angehört, wird, wenn einmal die Lagerungsverhältnisse außer Betracht gelassen werden, auch weiter dadurch erwiesen, daß neuerdings in den dichten Plattenkalken der höheren Schichten der Vigläskalke in der Gegend von Palaeospita auf Corfu ein zwar nicht näher bestimmbarer, aber vollkommen einwandfreier Ammonitenabdruck (*Perisphinctes* sp.?) gefunden wurde.

Ferner treten an manchen Punkten Aptychenschichten auf.

Eine Fixierung der oberen Grenze des Vigläskalkes ist bis jetzt nicht gelungen, da in der obersten Abteilung dieses Schichtenkomplexes noch keine Fossilien gefunden worden sind.

Es ist also immerhin möglich, daß sie auch noch in die untere Kreide hineinreichen; ohne paläontologische Anhaltspunkte läßt sich jedoch nichts Positives feststellen.

Überlagert werden die jurassischen Plattenkalke und

Hornsteine von Rudistenkalk, wie dies an vielen Profilen beobachtet werden konnte.

Die Vigläskalke besitzen auf der südwestlichen Balkanhalbinsel ein großes Verbreitungsgebiet.

Da oberer Lias und unterer Dogger ihrem Verbande angehören, so genügt ein Blick auf die oben angegebenen Fundorte, um zu zeigen, an wie zahlreichen Punkten sie auf Corfu, Leukas, Kalamos, Ithaka, sowie in Epirus, Albanien und in Akarnanien auftreten.

Auf Kastos ist Vigläskalk auf der Ostseite der Insel aufgeschlossen; leider konnten jedoch an dem Kontakt mit dem dortigen mittleren Lias keine Fossilien aufgefunden werden.

Das Alter der Plattenkalke von Meganisi[1] (Taphos) ist noch unentschieden.

Auf Cephallenia[2] und Zante[3] scheint Jura dagegen zu fehlen, während im westlichen Peloponnes der Nachweis desselben bis jetzt noch höchst zweifelhaft ist.

Zwar hat Russegger[4] bei Gurzumisa im Voïdiasgebirge, in einem offenbar der Plattenkalkfazies angehörigen Gestein, einen Belemniten gefunden.

Die Sache ist allerdings insofern problematisch, als nähere Angaben über den Belemniten von Russegger nicht gemacht worden sind und wahrscheinlich auch nach so langer Zeit nicht mehr festzustellen sein wird, wo das Original geblieben ist. Anderseits liegt aber auch gar kein Grund vor, an der Zuverlässigkeit der Angaben Russegger's zu zweifeln.

Dieser Belemnitenfund Russegger's würde nun dafür sprechen, daß sich die Vigläskalke auch noch bis in den Peloponnes hinein fortsetzen.

Es könnte sich hierbei jedenfalls aber nur um ein ganz vereinzeltes Vorkommen handeln, denn das Voïdiasgebirge ist

---

[1] J. Partsch, Die Insel Leukas. Peterm. Mitt. Ergänzungsheft No. 95. 1889. p. 22.

[2] J. Partsch, Cephallenia und Ithaka. Peterm. Mitt. Ergänzungsheft No. 98.

[3] J. Partsch, Die Insel Zante. Peterm. Mitt. 1891. 37. 161.

[4] Russegger, Reisen in Europa, Asien und Afrika. Stuttgart 1848. 4. 143.

die direkte nördliche Fortsetzung des Olonos und besteht, wie dieser wohl in der Hauptsache, aus triadischem Olonoskalk.

Außerdem wäre es im Fall des Auftretens von Vigläskalk im Westpeloponnes auffallend, daß die zwischen diesem und dem Olonoskalk lagernden mittelliassischen Kalkmassen dort noch nicht angetroffen worden sind.

Das Hauptverbreitungsgebiet des Jura beschränkt sich daher auf die Inseln Corfu, Leukas und Ithaka, auf das westliche Akarnanien (Xeromeros) mit dessen Külsteninseln, sowie auf Epirus und das südwestliche Albanien. Lias wurde bis jetzt nachgewiesen von Ithaka und den südlichsten Punkten Akarnaniens bis hinauf zur Bucht von Valona.

Kreide und Eocän.

Während, wie ich schon bemerkte, im östlichen Peloponnes und Mittelgriechenland auch ältere Kreide nachgewiesen wurde, scheint diese im Westen, abgesehen von Cephallenia [1], zu fehlen oder wenigstens nur auf ein ganz geringes Maß beschränkt zu sein.

Möglicherweise reichen die oberen Partien der Vigläskalke noch in die untere Kreide hinüber.

Dagegen sind Rudistenkalke ziemlich verbreitet, vor allem auf den am weitesten nach Westen vorgeschobenen Gliedern der südwestlichen Balkanhalbinsel (Cephallenia, Zante), aber bei weitem nicht in dem Maßstabe, als man nach den ersten Forschungen in Griechenland erwarten durfte. Während die Rudistenkalke mit wenigen Ausnahmen überall das gleiche, bekannte Gepräge tragen, macht sich im Eozän wieder eine bedeutende Differenz in der petrographischen Beschaffenheit bemerkbar.

Vielfach folgen über den Rudistenkalken petrographisch genau gleich entwickelte Nummulitenkalke. Auch der Übergang der Fauna ist hier ein ganz allmählicher, so daß oftmals in Handstücken Nummuliten neben Hippuriten gefunden

---

[1] PARTSCH, Cephallenia und Ithaka. PETERM. Mitt. Ergänzungsheft No. 98. Gotha 1890.



wurden (Pyloskalke PHILIPPSON's)[1]. Überlagert werden diese Kalkmassen von Flysch.

Öfters reicht der Flysch jedoch auch tiefer herunter und schließt dann Nummulitenkalklinsen ein.

Eine weitere und interessanteste, zeitlich äquivalente Fazies ist jedoch ein Plattenkalkkomplex, der von denen der älteren Formationen (Vigläs- und Olonoskalk) in den meisten Fällen kaum zu unterscheiden ist. Als kleiner Unterschied könnte angeführt werden, daß die eozänen Plattenkalke bisweilen etwas körniger und nicht immer so reich an Hornstein sind, wie die Vigläs- und Olonoskalke. So scheinen namentlich die vertikal ausgedehnten, ausschließlichen Hornsteinkomplexe zu fehlen. Das eocäne Alter dieser Plattenkalkfazies ist hinreichend erwiesen, da in ihrem Verbande oftmals Lagen eingeschaltet sind, die Nummuliten führen. Seltener enthalten auch die eingelagerten Hornsteine Nummuliten. Solche sind von mir bei Dorf H. Ilias auf Leukas und von PHILIPPSON bei Dervéni[2] (Epirus) gefunden worden.

Die eocänen Plattenkalke habe ich zum erstenmal auf der Insel Paxos[3] in ausgedehnter und charakteristischer Entwicklung angetroffen[4] und deshalb in Analogie mit der Bezeichnung der mesozoischen identen Fazies „Paxoskalke" benannt.

Die Paxoskalke sind also eine petrographisch andere Ausbildung der sonst gewöhnlich ungeschichteten oder dick-

[1] Auch sonst läßt sich Kreide und Eocän hier nicht getrennt behandeln, infolgedessen wird die letztere Formation schon beim Mesozoicum mitbeschrieben.

[2] Zeitschr. f. Erdkunde. Berlin. **31.** (1896.) p. 268, und Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1903. No. 4. p. 4.

[3] Vergl. zur Geologie von Paxos auch: A. MARTELLI, Paxos e Antipaxos nel mare Ionio. Boll. di Soc. geol. Ital. **4**. 769—792 u. 859—882. Rom 1901; — Note geologiche di Paxos e Antipaxos nelle Isole Ionie. Rend. Acad. dei Lincei (classe di scienze fisiche) **9.** 2 Sem. Ser. 5a. Fasc. 9. Rom 1900; — Le formazioni geologiche i fossili di Paxos e Antipaxos. Boll. di Soc. Geol. Ital. **20.** Rom 1901.

[4] Auf Paxos selbst scheinen Hornsteine zu fehlen, während sie an anderen Orten, wie z. B. östlich von Astakos (Akarnanien) und von Chan Muzina (Epirus) auch als Zwischen- und Einlagerungen auftreten.

gebankten Nummulitenkalke und werden ebenfalls von Flysch überlagert.

An einem einzigen Vorkommen zwischen Chan Muzina (Epirus) und dem Tal von Argyrokastron (an der Straße von S. Quaranta über Delvinon nach Janina) konnte ich auch Rudistenkalkbänke inmitten des eigentlichen Plattenkalkkomplexes der sonst typischen Paxoskalke beobachten. In etwas höheren Lagen treten auch dort Nummuliten auf.

Die Plattenkalkfazies umfaßt daher, allerdings wahrscheinlich nur sehr vereinzelt, auch Teile der Rudistenkreide (also ähnlich der Scaglia in Italien).

Außerdem sind Paxoskalke in typischer Entwickelung zu sehen: in Akarnanien auf der Ostseite der Bucht von Astakos und in dem Einschnitt zwischen Bumisto und Hypsili-Koryphi als Unterlagerung des Flyschs; an verschiedenen Punkten auf der Insel Leukas (Westseite der Bucht von Vasiliki und bei Katochori) und schließlich an der Westküste der Insel Kastos.

Es kann natürlich hier nicht jeder Fundpunkt von oberer Kreide und Eocän aufgezählt werden und nur einige Beispiele mögen den petrographischen Wechsel in der Schichtenfolge illustrieren.

Wo der Nummulitenkalk in der Fazies des Paxoskalkes entwickelt ist, wie an den obengenannten Vorkommen des letzteren, wird er von Hippuritenkalk unterlagert, während über ihm der Flysch folgt.

Damit ist auch so ziemlich alles erschöpft, was in den betreffenden Gebieten über die Verbreitung der oberen Kreide zu sagen ist.

Auf Corfu dagegen scheint der eigentliche Nummulitenkalk zu fehlen und über dem rudistenführenden, ungeschichteten Kalk[1] folgen z. T. etwas dünnschichtigere Kalke und

---

[1] Eine Zone von Hippuritenkalk streicht von Barbati über die Höhen des Pylides nach Westen, ein zweites über den Flysch überschobenes Band reicht von Omali bis nach Kastello. Lokal eng begrenzte Vorkommen finden sich bei Nisaki, Kentroma, H. Varvara, H. Ilias, Magula, auf den Höhen der Xerovlaka und am Ostabhang des Kurkuli. Auf dem gegenüberliegenden Festlande wurde bei S. Quaranta Hippuritenkalk nachgewiesen, im Osten überlagert von Paxoskalk und Flysch.

Flysch, der Einschaltungen von Nummulitenkalk enthält. Westlich von Zygos habe ich Nummulitenkalkbrocken im Flysch gefunden, wodurch das eocäne Alter der darüberliegenden Schichtenfolge erwiesen wird. Die fälschliche Zuteilung des corfiotischen Flyschs zum Miocän durch de Stefani wurde schon erwähnt.

Voraussichtlich geht die Flyschfazies also hier tiefer herunter, als gewöhnlich, eine Beobachtung, die auch Philippson z. T. im Peloponnes gemacht hat.

Auf Ithaka folgt über den Vigläskalken ungeschichteter Hippuritenkalk, der ohne petrographische Änderung des Sediments in Nummulitenkalk übergeht. Auf diesem lagert dann auf der Paßhöhe bei Pissaëto eocäner Flysch.

Im West-Peloponnes treten im Grat des Santameri (Skollis), sowie in der Umgebung von Pylos Rudisten- und Nummulitenkalke als petrographisch einheitliche Masse, wie auf Ithaka, unter dem Flysch hervor.

Da auch in der Fauna keine scharfe Grenze zu ziehen war, sondern Nummuliten neben Rudisten aufgefunden wurden, so hat Philippson für diese Kreide = Eocänkalke den zusammenfassenden Namen „Pyloskalk“ gewählt.

Im Osten des Olonosgebirges, also im zentralen und östlichen Peloponnes, treten obere Kreide und unteres Eocän, jedoch in der Fazies der Tripolitza-Kalke, auf.

Nach Philippson liegen die Tripolitza-Kalke diskordant über den kristallinen Gesteinen des Peloponnes und werden ihrerseits von den Olonoskalken überlagert. An vielen Punkten führen diese schwarzen Kalke Rudisten und Nummuliten. Die ganze Masse des Tripolitza-Kalkes wird infolgedessen von Philippson zur oberen Kreide und zum Eocän gerechnet.

Nachdem aber die Olonoskalke, wie ich nachgewiesen habe, sicher triadisches Alter besitzen, ist das oben angegebene Lagerungsverhältnis ganz unverständlich geworden.

Nach den neueren Anschauungen Philippson's, wonach die Olonoskalke nicht mehr Eocän—Oligocän sind, sondern „an die Grenze von Eocän und Kreide gesetzt“ werden müssen [1],

[1] Philippson, Zur Geologie Griechenlands. Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1903. No. 4. p. 3.

wäre übrigens die Sache noch komplizierter. Wenn die mächtigen Massen der Tripolitza-Kalke obere Kreide und unterstes Eocän umfassen, dann können die sie überlagernden ebenfalls sehr mächtigen Olonoskalke nicht dieselbe stratigraphische Stellung einnehmen.

Nun hat ja allerdings PHILIPPSON, dem Vorgange NEUMAYR's folgend, die im Verbande der Olonoskalke auftretenden Schiefergesteine von denen des eocänen Flyschs noch nicht geschieden [1].

Es wurde schon darauf hingewiesen, daß die flyschähnlichen Gesteine, die in enger Verbindung mit den Olonoskalken stehen, z. T. triadisch sein könnten, da auch in Süddalmatien gleichartige Sedimente im Muschelkalk auftreten.

In anderen Fällen mögen die von PHILIPPSON als Hangendes der Tripolitza-Kalke angegebenen Olonoskalke tatsächlich eocänen Flysch repräsentieren.

Auch tektonische Vorgänge, namentlich Überschiebungen, dürften manches aufhellen, denn die Profile PHILIPPSON's sind noch unter wesentlich anderen Gesichtspunkten [2] und Voraussetzungen über die Reihenfolge der Schichten gezeichnet.

Ob diese Möglichkeiten allein ein so weit verbreitetes und konstantes Lagerungsverhältnis genügend aufzuklären vermögen, kann ich natürlich, ohne an Ort und Stelle gewesen zu sein, nicht entscheiden.

Für den Fall nun, daß die Trias (was unwahrscheinlich ist) im zentralen Peloponnes fehlt oder wie in Creta metamorphosiert ist und die Tripolitza-Kalke, wie PHILIPPSON annimmt, erst mit der oberen Kreide beginnen, müßte man für die sie überlagernden Plattenkalke und Hornsteine, soweit sich deren höheres Alter nicht durch tektonische Einflüsse erweisen ließe, eocänes Alter annehmen, d. h. sie mit den Paxoskalken gleichstellen.

[1] Die Trennung der Schiefergesteine des Olonoskalks von denen des Flyschs habe ich schon früher ausführlich erörtert. C. RENZ, Über neue Vorkommen von Trias in Griechenland und von Lias in Albanien. Centralbl. f. Min. etc. 1904. p. 261.

[2] PHILIPPSON bemerkt hierzu selbst: „Bei der Beurteilung dieser meiner Altersbestimmung muß man berücksichtigen, daß man damals die große Rolle der Überschiebungen im Gebirgsbau noch nicht in dem Umfange erkannt hatte, als dies seither geschehen ist.“ Zur Geologie Griechenlands. Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1903. No. 4. p. 4.

Um noch einmal auf die Altersfrage der Tripolitza-Kalke zurückzukommen, so habe ich auch schon daran gedacht, daß die Tripolitza-Kalke in der Ausdehnung Philippson's keine stratigraphische Einheit repräsentieren könnten, also in verschiedene Altersstufen aufzulösen wären. Die Eventualität einer Trennung der Tripolitza-Kalke drängte sich mir von neuem auf, nachdem ich auf Corfu und Zante die manchen Teilen derselben petrographisch so ähnlichen schwarzen Kalke gefunden hatte.

Diese Frage kann aber natürlich nur durch eine neue Begehung, die ich demnächst beabsichtige, gelöst werden.

Die bisherigen Erörterungen über die Stellung der Tripolitza-Kalke sind daher, da ich im zentralen Peloponnes noch nicht gearbeitet habe, nur problematisch. Ich habe infolgedessen die eben geäußerten Vermutungen bei der Aufstellung meiner Tabelle nicht berücksichtigt.

Eine kurze Zusammenfassung der geographischen Verbreitung der einzelnen mesozoischen Formationen ergibt demnach, daß nach den bisherigen Untersuchungen auf Paxos, Cephallenia und Zante Jura und Trias in nennenswerter Ausbildung voraussichtlich nicht mehr auftreten. In den Kalkmassen dieser Inseln dominieren Kreide und Eozän.

Mit weiterem Vorrücken nach Osten treten diese Formationen jedoch zurück zugunsten des älteren Mesozoicums, das im Westpeloponnes, wo Jura zu fehlen scheint, triadisch, nördlich vom Peloponnes jedoch vorherrschend jurassisch ist.

In Mittel- und Nordgriechenland, sowie in Epirus kommen Triasablagerungen voraussichtlich erst östlich der Linie Patras —Janina zu größerer Ausdehnung.

II. Paläontologische Bearbeitung.

Da bis jetzt jurassische Cephalopoden und triadische Zweischaler aus Griechenland und der westlichen Türkei (Epirus und Albanien) noch nicht beschrieben worden sind, so glaube ich, da es sich gerade um die für die Horizontierung maßgebenden Arten handelt, diese etwas ausführlicher behandeln zu müssen.

Oberer Lias und unterer Dogger.

(Epirus, Albanien, Corfu und Ithaka.)

Hildoceras comense Buch.

Taf. XI Fig. 2 u. 2a, Taf. XII Fig. 3.

1831. *Ammonites comensis* Buch. Pétref. remarqu. p. 3. Taf. 2 Fig. 1—3.
1856. *Ammonites comensis* Hauer, Liascephalopoden der nordöstlichen Alpen. Denkschr. Akad. d. Wiss. Wien. (math.-nat. Kl.). **11**. 37. Taf. 11 Fig. 1—3 (nicht Fig. 4—9).
1881. *Ammonites comensis* Meneghini. Fossiles du calcaire rouge ammonitique (Lombardie et Apennin central) Lias supérieur. Paléont. Lombarde. (4.) p. 26. Taf. 7 Fig. 3 u. 5.
1885. *Hildoceras comense* Haug, Monographie *Harpoceras*. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. III. p. 633.
1887. *Ammonites (Hildoceras) comensis* Denckmann, Lias von Dörnten. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Preußen. **8**. Heft 2. p. 77. Taf. 4 Fig. 1.

Hildoceras comense Buch wird in der Literatur oft genannt und zahlreiche voneinander abweichende Abbildungen tragen seinen Namen. Dies rührt in der Hauptsache daher, daß die Art sehr variiert. So bildet z. B. Meneghini (Fossiles du calcaire rouge ammonitique (Lombardie et Apennin central) Lias supérieur. Paléont. Lombarde. (4.) p. 21. Taf. 5, 6, 7 u. 8 Fig. 3—7; ferner Fossiles du Medolo. Taf. 2 Fig. 2 u. 13) eine große Zahl voneinander abweichender Formen als *Hildoceras comense* ab [1]. Dieselben gehören aber immer noch derselben Gruppe an; manche Autoren, wie Dumortier, be-

[1] *Ammonites comensis* d'Orb., Prodrome. I. p. 245 = *Hildoceras quadratum* Haug.

zeichnen jedoch mit dem Buch'schen Namen auch Angehörige anderer Gattungen. Dumortier's *Ammonites comensis* ist ein *Hammatoceras* [1].

Haug [2] hat in der Gruppe des *Hildoceras comense* Ordnung geschafft und nur wenige Abbildungen dabei belassen. Aber auch innerhalb der von Haug gegebenen Umgrenzung macht sich noch eine ziemliche Variabilität bemerkbar. Da die Darstellung des Originalexemplars zu schlecht ist, so fasse ich ebenso wie Haug die Fig. 1—3 auf Taf. 11 von Hauer [3] als Typus der Art auf.

Im griechischen und epirotischen Oberlias ist *Hildoceras comense* Buch zahlreich, aber auch hier in recht variablen Formen vertreten. Das auf Taf. XI Fig. 2 u. 2a abgebildete Stück vom Cap Scala (Epirus) steht der typischen Form Hauer's sehr nahe, so daß es ohne Bedenken mit ihr vereinigt werden kann. Als kleiner Unterschied ist zu bemerken, daß die bei der Figur Hauer's paarweise verlaufenden Rippen bei meinem Exemplar, allerdings nur selten, auch einmal zu dreien von der Naht ausgehen. Ich bezeichne dieses Stück, wie die oben zitierten Abbildungen als

Hildoceras comense Buch s. str.

In dem aus Leukas, Kalamos und Akarnanien stammenden Material befinden sich jedoch auch zahlreiche, der oben zitierten Figur Hauer's vollständig entsprechende Formen.

Das Auftreten des *Hildoceras comense* schien nur auf den oberen Lias der Alpen und Apenninen beschränkt zu sein; Denckmann hat jedoch ein typisches Exemplar aus dem Lias von Dörnten abgebildet, während Gottsche die Art aus dem Jura von Südamerika zitiert [4]. Ob allerdings die Abbildung, die Möricke [5] von *H. comense* gibt, mit dem Typus identi-

[1] *Ammonites comensis* Dumort., Étud. paléont. bassin du Rhône. IV. 1874. Lias supérieur. p. 80. Taf. 20 Fig. 1 u. 2.

[2] E. Haug, Beiträge zu einer Monographie der Ammonitengattung *Harpoceras*. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. III. p. 632—637.

[3] Hauer, Über die Cephalopoden aus dem Lias der nordöstlichen Alpen. Denkschr. Akad. d. Wiss. Wien (math.-nat. Kl.). 11. 1856. p. 1 ff.

[4] Gottsche, Jurassische Versteinerungen aus der argentinischen Kordillere. p. 46.

[5] 1894. *Hildoceras comense* Möricke, Lias und Unteroolith von Chile. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. IX. p. 12. Taf. 3 Fig. 2.

fiziert werden kann, muß bei der nur fragmentären Erhaltung dieses Stückes dahingestellt bleiben.

Möglicherweise gehört dies Bruchstück wie auch die schlecht ausgeführten Figuren von TARAMELLI[1] zu dem überall im oberen Lias verbreiteten *H. Erbaense* HAUER. HAUG[2] wenigstens rechnet die obenerwähnte Abbildung des *H. comense* von TARAMELLI zu *H. Erbaense.*

Neuerdings erwähnt auch PRINZ[3] den *H. comense* aus dem oberen Lias von Ungarn (Bakony).

Fundorte: Oberer Lias von Epirus (gelbliche und graue, tonige und knollige Kalke):

1. Cap Scala (nördlicher Fundpunkt) (8 St.).
2. Phtelia-Bucht (5 St.).
3. Cap südlich S. Giorgio (7 St.).
4. Am Westufer des Butrinto-Sees (1 St.).

Rote, tonige Kalke:

5. Oberes Vyrostal (westliche Seitenschlucht) im Süden der Straßenbrücke (1 St.).

Oberer Lias von Ithaka (rote, tonige Plattenkalke):

1. Vathy (etwa 2 km südöstlich der Stadt) (2 St.).

Oberer Lias von Corfu (gelbliche und graue, tonige und knollige Kalke):

1. Karya (oberhalb der Brunnen und gegen Palaeospita) (3 St.).
2. Bei Palaeospita (1 St.).
3. Im Norden der Insel Vido (3 St.).

Rote, tonige und knollige Kalke.

4. Oberhalb (nordöstlich) von Strinilla (1 St.).

Anzahl: 32.

Hildoceras comense BUCH nov. var. *evoluta.*

Taf. XI Fig. 1 u. 1 a.

1881. *Ammonites comensis* MGH., Fossiles du calcaire rouge ammonitique (Apennin central et Lombardie) Lias supérieur. Paléont. Lombarde. (4.) Taf. 5 Fig. 1 u. 2.

---

[1] 1880. *Hildoceras comense* TARAM., Lias Alpi Venete. p. 76. Taf. 6 Fig. 3 u. 4.

[2] HAUG, Monogr. *Harpoceras.* p. 634. Vergl. auch *Hildoceras Erbaense.*

[3] 1904. *Hildoceras comense* PRINZ. Die Fauna der älteren Jurabildungen im nordöstlichen Bakony. Jahrb. d. ungar. geol. Anst. p. 124.

cf. 1874. *Ammonites Tirolensis* Dumort., Etud. paléont. bassin du Rhône. IV. Lias supérieur. p. 86. Taf. 24 Fig. 1 u. 2.

1904. *Hildoceras Tirolense* Renz, Über neue Vorkommen von Trias in Griechenland und von Lias in Albanien. Centralbl. f. Min. etc. 1904. No. 9. p. 264 u. 265.

Der aus der Phtelia-Bucht (Epirus) stammende große Steinkern (Taf. XI Fig. 1 u. 1a) ist dem von Meneghini Taf. 5 abgebildeten Stück ident und evoluter als *Hildoceras comense* s. str. Die Berippung ist etwas gedrängter, aber sonst entsprechend, ebenso die recht gut sichtbare Lobenlinie. Infolge dieser Verschiedenheiten trenne ich diese Form als

Hildoceras comense Buch var. *evoluta*

ab. *H. comense* Buch var. *evoluta* steht dem *H. Tirolense* von Dumortier sehr nahe. Letzterer ist noch etwas weitnabeliger und besitzt ausgeprägtere Knoten. Ich würde ihn aber trotzdem ohne Bedenken mit meiner var. *evoluta* vereinigen. Bei der ersten Durchbestimmung meiner griechischen Fossilien wurden auch die evoluten Exemplare des *H. comense* Buch aus der Phtelia-Bucht und vom Cap Scala mit dem *H. Tirolense* Dum. identifiziert und in der Fossilliste als solche angegeben[1]. Ohne Zweifel bilden *H. comense* Buch var. *evoluta* und *H. Tirolense* Dum. die Zwischenformen zwischen *H. comense* s. str. und *H. Erbaense* Hauer[2].

Haug[3] betrachtet ebenfalls den *H. Tirolense* Dum. (nicht Hauer) als Übergangsform zwischen *H. comense* und *H. Erbaense*, was er durch die Doppelnamen

Hildoceras m. f. *comense* Buch — *Erbaense* Hauer

auch graphisch zum Ausdruck bringt.

Meiner Ansicht nach gravitiert *H. Tirolense* Dum. jedoch mehr zu *H. comense*. Hierfür spricht auch der ovale Querschnitt der Windungen der Fig. 2 von Dumortier.

In neuester Zeit hat Prinz[4] für *H. Tirolense* Dum. die Bezeichnung *H. Tirolense* Hauer var. *pannonica* vorgeschlagen.

[1] Carl Renz, Über neue Vorkommen von Trias in Griechenland und von Lias in Albanien. Centralbl. f. Min. etc. 1904. No. 9. p. 264 u. 265.

[2] Zu den Übergangsformen von *Hildoceras comense* Buch zu *H. Erbaense* Hauer gehören auch die Abbildungen von Meneghini auf seiner Taf. 6.

[3] Haug. Monographie *Harpoceras*. p. 634.

[4] Prinz, Die Fauna der älteren Jurabildungen im nordöstlichen Bakony. Jahrb. d. ungar. geol. Anst. 1904. 15. 120.

Ammonites Tirolensis HAUER[1] steht der Varietät jedoch, wie ich glaube, ferner als *Hildoceras comense.*

Fundorte: Oberer Lias von Epirus:

1. Cap Scala (nördlicher Fundpunkt) (1 St.).
2. Phtelia-Bucht (1 St.).
3. Cap südlich S. Giorgio (1 St.).

Oberer Lias von Ithaka (rote, tonige Plattenkalke):

1. Vathy (etwa 2 km südöstlich der Stadt) (4 St.).

Oberer Lias von Corfu:

1. Bei Palaeospita (1 St.).
2. Im Norden der Insel Vido (1 St.).

Anzahl: 9.

Hildoceras comense BUCH nov. var. *multicostata.*

Taf. XI Fig. 3.

1856. *Ammonites comensis* HAUER (nicht BUCH), Liascephalopoden der nordöstlichen Alpen. Taf. 11 Fig. 7.

Das Taf. XI Fig. 3 abgebildete *Hildoceras comense* vom Cap südlich S. Giorgio entspricht in der Form dem typischen Exemplar HAUER's und dem meinigen vom Cap Scala. Die Berippung ist jedoch wesentlich feiner und gedrängter. Die Furchen, die dem Kiel entlang laufen, sind etwas seichter als bei *H. comense* s. str. Diese Unterschiede mögen durch die Benennung

Hildoceras comense BUCH var. *multicostata*

zum Ausdruck gebracht werden.

Sehr große Ähnlichkeit mit meiner Varietät besitzt *H. copiapense* MÖRICKE aus dem oberen Lias von Chile[2]. Die enggedrängte Berippung sowie die Involution ist genau dieselbe. Die chilenische Art ist jedoch „flach scheibenförmig", während meine Stücke sich in der Form von dem Typus kaum unterscheiden, wenn auch einzelne Exemplare etwas dünner sind.

Die Varietät vermittelt jedoch jedenfalls den Übergang von *H. comense* BUCH s. str. zu der südamerikanischen Art.

---

[1] HAUER, Liascephalopoden der nordöstlichen Alpen. Taf. 7 Fig. 1—3.

[2] 1894. *Hildoceras copiapense* MÖRICKE, Versteinerungen des Lias und Unteroolith von Chile. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. IX. p. 13. Taf. 1 Fig. 5a. 5b, 6a, 6b.

Zu var. *multicostata* ist eventuell auch die Fig. 5 u. 5a auf Taf. 5 von Denckmann aus dem Lias von Dörnten zu rechnen.

Fundorte: Oberer Lias von Epirus:

1. Cap Scala (nördlicher Fundpunkt) (2 St.).
2. Tetranisi-Bucht (2 St.).
3. Cap südlich S. Giorgio (5 St.).

Oberer Lias von Corfu:

1. Karya (oberhalb der Brunnen und gegen Palaeospita) (1 St.).
2. Im Norden der Insel Vido (2 St.).

Anzahl: 12.

Außer den eben beschriebenen und abgebildeten Stücken befinden sich in meiner Sammlung aus Griechenland noch zahlreiche Angehörige dieser Art oder ihrer Varietäten, die entweder einer der abgebildeten Formen entsprechen oder die Übergänge zwischen ihnen vermitteln.

Infolge der großen Variabilität ist in vielen Fällen kaum zu entscheiden, welchen von den beschriebenen Typen ein Stück zuzuzählen ist.

Das auf Ithaka gesammelte Bruchstück (Taf. XII Fig. 3) steht z. B. in bezug auf Evolution und Berippung etwa zwischen *H. comense* s. str. und var. *evoluta.*

Ferner ist hier noch *Hildoceras nodosum* Hantken (J. Prinz, Fauna der älteren Jurabildungen des nordöstlichen Bakony. Jahrb. d. ungar. geol. Anst. 1904. **15.** 127. Taf. 5 Fig. 1a, 1b; Taf. 6 Fig. 5; Taf. 17 Fig. 1) anzuführen, der sich von *H. comense* Buch durch Ausbildung derberer Knoten an der Bifurkationsstelle der Rippen unterscheidet. Nachdem mein Material inzwischen durch die Aufsammlungen von Leukas, Kalamos und Akarnanien ganz außerordentlich vermehrt worden ist, können unter den zahlreichen Formen, die zur Gruppe des *H. comense* Buch gehören, auch viele Zwischenglieder zwischen diesem und *H. nodosum* Hantken nachgewiesen werden. Infolgedessen möchte ich *H. nodosum* Hantken ebenfalls nur als Varietät von *H. comense* Buch auffassen.

Es könnte eingewendet werden, daß bei diesen ununterbrochenen Variationsreihen die Abtrennung von Varietäten nicht gerechtfertigt sei.

Die extremen Endglieder sind jedoch so weit voneinander entfernt, daß sie meiner Ansicht nach auch durch die Namensgebung markiert werden dürften.

Hildoceras comense Buch var. *Bayani* Dumortier emend. Renz.

1856. *Ammonites comensis* Hauer (nicht Buch), Liascephalopoden der nordöstlichen Alpen. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien (math.-nat. Kl.). **11.** 37. Taf. 11 Fig. 4—6.

1874. *Ammonites Bayani* Dumort., Etud. paléont. bassin du Rhône. IV. Lias supérieur. p. 69. Taf. 16 Fig. 7—9.

1881. *Ammonites comensis* Mgh., Calcaire rouge ammonitique (Lombardie et Apennin central) Lias supérieur. Paléont. Lombarde. (4.) Taf. 7 Fig. 1 u. 2; Taf. 12 Fig. 1.

1885. *Hildoceras Bayani* Haug, Monographie *Harpoceras.* Dies. Jahrb. Beil.-Bd. III. p. 635.

1887. *Ammonites (Hildoceras) comensis* Denckmann, Lias von Dörnten. Abh. z. geol. Spezialkarte von Preußen. 8. 77 (jedoch nicht Taf. 4 Fig. 1, nicht Taf. 5 Fig. 5, nicht Taf. 10 Fig. 16).

1898. *Harpoceras (Lillia)* cf. *Bayani* Hug, Lias- und Doggerammoniten der Freiburger Alpen. I. Abh. d. schweiz. paläont. Ges. **25.** 19. Taf. 2 Fig. 5, 5a, 5b.

1898. *Brodieia juncta* Buckman, Inferior oolite Ammonites of the British Islands Supplement. p. 32. Taf. 4 Fig. 7—9.

Denckmann hat *Hildoceras Bayani* Dum. mit *H. comense* Buch vereinigt. Nach meiner Auffassung, wie nach der Angabe von Haug, ist *H. Bayani* die engnabelige Varietät von *H. comense.* Haug hat eine selbständige Art bestehen lassen; ich möchte in Analogie mit der Behandlung des *H. comense* nur eine Varietät abtrennen, um so mehr, als bei den im gleichen geologischen Horizont auftretenden Formen zahlreiche Übergänge vorkommen.

Auch die Berippung ist ziemlich variabel; im allgemeinen wiegen jedoch Formen mit enger Berippung vor, wie sie der Typus von Dumortier und die Figuren von Meneghini darstellen. Die Berippungsart, die das Exemplar Hauer's aufweist, scheint seltener vorzukommen. Meine Stücke aus Griechenland und Epirus gleichen den Abbildungen Meneghini's; ein kleines Exemplar von der Tetranisi-Bucht ähnelt besonders der von Buckman neu aufgestellten *Brodieia juncta.* Die Aufstellung einer besonderen Art oder gar einer selbständigen Gattung halte ich in diesem Fall keineswegs für geboten.

Fundorte: Oberer Lias von Epirus:
1. Cap Scala (nördlicher Fundpunkt) (1 St.).
2. Tetranisi-Bucht (2 St.).
3. Cap südlich S. Giorgio (1 St.).
Anzahl: 4.

Hildoceras Erbaense Hauer.

1856. *Ammonites Erbaensis* Hauer, Liascephalopoden der nordöstlichen Alpen. Denkschr. Akad. d. Wiss. Wien (math.-nat. Kl.). **11.** 42. Taf. 11 Fig. 10—14.
?1870. *Harpoceras comense* Taramelli, Lias Alpi Venete. p. 76. Taf. 6 Fig. 3 u. 4.
1885. *Hildoceras Erbaense* Haug, Monographie *Harpoceras.* Dies. Jahrb. Beil.-Bd. III. p. 634.
?1894. *Hildoceras comense* Möricke, Lias und Unteroolith von Chile. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. IX. p. 12. Taf. 3 Fig. 2.

Auf die Übergangsformen, die diese Art mit dem ihr nah verwandten *Hildoceras comense* Buch verbinden, habe ich schon hingewiesen.

Ein einzelnes Bruchstück, das jedoch die charakteristischen Merkmale, so namentlich den quadratischen Querschnitt dieser Form, noch deutlich erkennen lässt, beweist auch ihr Vorkommen im Oberlias von Epirus.

Fundort: Oberer Lias von Epirus:
1. Cap Scala (nördlicher Fundpunkt) (1 St.).
2. Cap südlich S. Giorgio (1 St.).
3. Phtelia-Bucht (2 St.).
Anzahl: 4.

Hildoceras Mercati Hauer.

Taf. X Fig. 4 u. 4a.

1856. *Ammonites Mercati* Hauer, Liascephalopoden der nordöstlichen Alpen. Denkschr. Akad. d. Wiss. Wien (math.-nat. Kl.). **11.** 43. Taf. 23 Fig. 4—10.
1869. *Ammonites Mercati* Zittel, Zentralapenninen. p. 134.
1873. *Ammonites Mercati* Dumortier, Etud. paléont. bassin du Rhône. IV. Lias supérieur. p. 68. Taf. 15 Fig. 3 u. 4.
1880. *Harpoceras Mercati* Taramelli, Lias Alpi Venete. p. 76. Taf. 5 Fig. 8 u. 9.
1881. *Ammonites Mercati* Meneghini, Calcaire rouge ammonitique (Apennin central et Lombardie) Lias supérieur. Paléont. Lombarde. (4.) p. 32. Taf. 8 Fig. 1 u. 2.

1881. *Ammonites comensis* Mgh., Taf. 8 Fig. 3, 4, 8.
1881. *Ammonites (Harpoceras) Mercati* var. *micrasterias* Mgh., Fossiles du Medolo. p. 3. Taf. 2 Fig. 12, 14, 16.
1881. *Harpoceras comense* Buch und var. *exulans* Mgh., Fossiles du Medolo. p. 2. Taf. 2 Fig. 13a—c, Fig. 2a—c.
1885. *Hildoceras Mercati* Haug, Monographie *Harpoceras*. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. III. p. 637.
1885. *Ammonites Mercati* Quenstedt, Schwäbische Liasammoniten. I.
1900. *Hildoceras (Arieticeras) micrasterias* Bettoni, Fossili Domeriani della Provincia di Brescia. Abhandl. d. schweizer. paläont. Gesellsch. **27.** 60.
1904. *Hildoceras Mercati* Prinz, Die Fauna der älteren Jurabildungen des nordöstlichen Bakony. Jahrb. ungar. geol. Anst. 1904. p. 122. Taf. 31 Fig. 4 u. Taf. 24 Fig. 3.

Hildoceras Mercati Hauer gehört, wie *H. comense* Buch, mit zu den verbreiteteren Ammoniten des griechischen und westtürkischen Oberlias und ist infolgedessen für die Altersbestimmung der Vigläskalke, an deren Basis er stets auftritt, von Wichtigkeit, um so mehr, als er auch an seiner charakteristischen aufgetriebenen und ziemlich involuten Form leicht kenntlich ist.

Dem starken Kiel laufen zwei scharf ausgeprägte Furchen entlang, wodurch der Rücken besonders breit erscheint. Die Involution wechselt etwas, doch sind zahlreiche Übergangsformen zwischen den Extremen vorhanden.

Die ziemlich groben Rippen sind wenig geschwungen und nicht gegabelt, im Gegensatz zu dem sonst ähnlichen *H. comense*. Meneghini bildet Taf. 8 Fig. 4 eine Übergangsform ab, bei der die Rippen z. T. dichotom sind.

Inwieweit die von Meneghini (Fossiles du Medolo) auf Taf. 2 unter den Namen *Harpoceras comense* und *H. comense* var. *exulans* abgebildeten Stücke direkt oder als schlankere Varietäten dem *Hildoceras Mercati* Hauer zuzuzählen sind, kann bei der mangelhaften Ausführung der Abbildungen nicht entschieden werden. Der Lobenbau des *H. Mercati*, auch der griechischen und epirotischen Exemplare, ist äußerst einfach, beinahe „ceratitenartig“, wie Hauer hervorhebt.

Fundorte: Oberer Lias von Epirus.

1. Cap Scala (nördlicher Fundpunkt) (1 St.).
2. Cap südlich S. Giorgio (3 St.).
3. Tetranisi-Bucht (2 St.).

Oberer Lias von Corfu:
1. Bei Palaeospita (2 St.).
2. Im Norden der Insel Vido (2 St.).
Anzahl: 10.

Hildoceras Mercati Hauer nov. var. *hellenica*.

Taf. X Fig. 2 u. 2a.

Das auf Taf. X Fig. 2 u. 2a abgebildete Exemplar des *Hildoceras Mercati* aus Ithaka unterscheidet sich von den Originalen Hauer's durch die etwas entfernter stehenden groben, keulenförmigen Rippen, bei denen eine Schwingung nach vorn kaum mehr wahrnehmbar ist. Das Stück gehört zu den involuten, stark aufgetriebenen Varietäten des *H. Mercati* Hauer.

Fundort: Oberer Lias von Ithaka:
1. Vathy (etwa 2 km südöstlich der Stadt).
Anzahl: 1.

Hildoceras nov. spec. ind.

Diese Art steht der eben beschriebenen Varietät nahe und stammt ebenfalls aus Ithaka. Die Merkmale, die die Varietät von dem Typus des *H. Mercati* unterscheiden, sind hier ins Extreme entwickelt. Das Stück ist sehr involut und besitzt äußerst grobe, weitstehende Rippen; eine nähere Charakterisierung und Abbildung läßt die schlechte Erhaltung jedoch leider nicht zu.

Fundort: Oberer Lias von Ithaka:
1. Vathy (etwa 2 km südöstlich der Stadt).
Anzahl: 1.

Hildoceras quadratum Haug.

Taf. X Fig. 3 u. 3a.

1874. *Ammonites Grunowi* Dumort. (nicht Hauer), Etud. paléont. bassin du Rhône. Lias supérieur. IV. p. 67. Taf. 14 Fig. 6 u. 7; Taf. 15 Fig. 1 u. 2.

1885. *Hildoceras quadratum* Haug, Monographie *Harpoceras*. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. III. p. 638.

cf. 1885. *Ammonites radians* cf. *quadratus* Quenst., Schwäbische Liasammoniten. I. Taf. 52 Fig. 3.

1887. *Ammonites (Hildoceras) quadratus* DENCKM., Lias von Dörnten. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Preussen. 8. 68. Taf. 6 Fig. 3; Taf. 10 Fig. 6.

(nicht) 1887. *Grammoceras quadratum* BUCKMAN, Inf. oolite Ammonites. p. 201. Taf. 34 Fig. 6 u. 7.

1902. *Harpoceras quadratum* JANENSCH, *Jurensis*-Schichten des Elsaß. p. 69. Taf. 6 Fig. 3, 3a.

Die von dem Originalexemplar HAUER's vollständig abweichende Abbildung des *Ammonites Grunowi* von DUMORTIER stellt nach HAUG den *Amm. radians quadratus* QUENST. dar, von dem QUENSTEDT nur eine Beschreibung[1] gegeben hatte. Jedoch auch die beste Beschreibung vermag eine Abbildung nicht zu ersetzen, denn die später abgebildeten Stücke des *Amm. radians quadratus* QUENST.[2] weichen in der Berippung vollständig von dem als Typus der Art abgebildeten Exemplar DUMORTIER's ab.

Die QUENSTEDT'schen Figuren Taf. 51 Fig. 9 u. 10 dürften vielmehr eher mit ihren geraden, dicken Rippen als evolute Varietäten des *Hildoceras Mercati* HAUER zu betrachten sein.

Hiermit würde auch der anscheinend sehr einfache Lobenbau im Einklang stehen.

Bei *Ammonites Grunowi* DUM. (nicht HAUER) = *Hildoceras quadratum* HAUG sind die Rippen am Externteil nach vorn geschwungen und an der Naht etwas zurückgebogen. Insofern ist ja *Ammonites radians* cf. *quadratus* (QUENSTEDT, Ammoniten. I. Taf. 52 Fig. 3) ähnlich, die Berippung ist jedoch feiner und gedrängter. Auch der Querschnitt der Windungen und der Rücken würden übereinstimmen. Da HAUG jedoch bei der Gründung der Art nur die Figuren DUMORTIER's vorgelegen haben, so betrachte ich diese als Typus des *Hildoceras quadratum* HAUG.

Meine Exemplare aus Griechenland und Epirus sind in jeder Hinsicht hiermit ident.

Das von DENCKMANN abgebildete Stück ist etwas hochmündiger, sonst jedoch übereinstimmend.

Wenn daher BUCKMAN die Abbildung DENCKMANN's mit

---

[1] 1846. *Ammonites radians quadratus* QUENST., Cephalopoden. p. 113.

[2] 1885. *Ammonites radians quadratus* QUENST., Schwäbische Liasammoniten. I. Taf. 51 Fig. 9—11.

seinem *Grammoceras subquadratum* vereinigt[1], so ist dies nicht zu billigen. Das Denckmann'sche Stück ist ein *Hildoceras,* während die neue Art Buckman's zu *Grammoceras* gehört, soweit sich wenigstens aus den beiderseitigen Abbildungen und Beschreibungen schließen läßt.

Fundorte: Oberer Lias von Epirus:
1. Cap südlich S. Giorgio (1 St.).
2. Tetranisi-Bucht (1 St.).

Oberer Lias von Corfu:
1. Bei Palaeospita (1 St.).

Anzahl: 3.

Hildoceras Levisoni Simpson var.

Taf. XII Fig. 4.

1856. *Ammonites Saemanni* Oppel, Juraformation. p. 242. No. 16 (nicht Dumortier).
1874. *Ammonites Levisoni* Dumort., Etud. paléont. bassin du Rhône. IV. Lias supérieur. p. 49. Taf. 9 Fig. 3 u. 4.
1881. *Ammonites bifrons* Mgh., Fossiles du calcaire rouge ammonitique (Apennin central et Lombardie). Paléont. Lombarde. (4.) Lias supérieur. p. 10 u. 11. Taf. 2 Fig. 1—4.
1883. *Harpoceras Levisoni* Wright, Lias Ammonites of the British Island. p. 438. Taf. 60 Fig. 1 u. 2; Taf. 51 Fig. 4 (nicht 1, 2, 3, 5, 6).
1885. *Hildoceras Levisoni* Haug. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. III. p. 641. Taf. 12 Fig. 7; Taf. 11 Fig. 2.
1894. *Hildoceras Levisoni* Möricke, Lias und Unteroolith von Chile. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. IX. p. 14. Taf. 1 Fig. 1a, 1b.
1904. *Hildoceras Levisoni* Prinz, Die Fauna der älteren Jurabildungen im nordöstlichen Bakony. Jahrb. d. ungar. geol. Anst. p. 127.

Hildoceras Levisoni Simps. ist ein naher, durch Übergänge verbundener Verwandter von *H. bifrons* Brug. Die für letzteren charakteristische Furche auf der Seite der Umgänge fehlt oder ist wenigstens bis unmittelbar an die Naht gerückt, wie bei dem von Dumortier abgebildeten Stück. Auch die corfiotische Form zeigt dieses Merkmal, gleicht aber sonst sehr dem von Meneghini (Taf. 2 Fig. 3) abgebildeten Exemplar. Die Rippen meines Steinkernes aus Corfu stehen jedoch etwas gedrängter, weswegen ich noch die Bezeichnung var. beigefügt habe. Oppel bemerkt in seiner Beschreibung übrigens

[1] 1887. *Grammoceras subquadratum* S. Buckman, Monograph of the Inferior oolite Ammonites of the British Islands. p. 202. Taf. 36 Fig. 3, 4, 5.

auch, dass die scharfen Rippen enger stehen als bei *Harpoceras bifrons*, während der Rücken bei der Spezies vollständig gleich ausgebildet ist.

Bettoni[1] bildet in den Abhandlungen der schweizerischen paläontologischen Gesellschaft (27. Taf. 5 Fig. 7, 8, 9) unter dem Namen *Hildoceras (Arieticeras) obliquecostatum* Quenst. einige Ammoniten ab, die in der Berippung grosse Ähnlichkeit mit meinem griechischen *H. Levisoni* Simps. var. zeigen, die Rippen der italienischen Stücke beginnen jedoch schon an der Naht. Wie auch Haug schon bemerkt, steht *H. Levisoni* in der Berippung einem *Arietites* sehr nahe.

Die Art ist bekannt aus dem oberen Lias der Apenninen und Ungarns (Bakony), aus den Posidonomyenschiefern Schwabens und aus dem oberen Lias von England und der Normandie, deren unterste Zone sie dort charakterisiert.

Manche Autoren, wie Denckmann[2] und Hug[3], vereinigen den *H. boreale* Seebach[4] mit dem *H. Levisoni* Simps., Haug[5] dagegen lässt beide Arten bestehen.

Fundort: Oberer Lias von Corfu (knollige, helle Kalke mit gelben, tonigen Zwischenlagen):

1. Lutzes (etwa 2—3 km südlich des Dorfes, an dem Weg Lutzes—Perithia über H. Athanasios).

Anzahl: 1.

Hildoceras bifrons Brug.

Wie von *Hildoceras comense* Buch, so existieren auch von *H. bifrons* Brug., einer ebenfalls altbekannten und weit verbreiteten Spezies, verschiedene Varietäten, die neuerdings von Prinz abgetrennt worden sind[6].

---

[1] Bettoni, Fossili Domeriani della Provincia di Brescia.

[2] 1887. *Ammonites (Harpoceras) Levisoni* Denckm., Lias von Dörnten. p. 49. Taf. 3 Fig. 5; Taf. 8 Fig. 7.

[3] 1898. *Harpoceras (Hildoceras)* cf. *Levisoni* Hug, Lias- und Doggerammoniten der Freiburger Alpen. I. Abh. d. schweiz. paläont. Ges. **25**. 18.

[4] 1864. *Ammonites borealis* Seebach, Hannoverischer Jura. p. 140. Taf. 7 Fig. 5.

[5] 1885. *Hildoceras boreale* Haug, Monographie *Harpoceras*. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. III. p. 642.

[6] 1904. *Hildoceras bifrons* Prinz, Bakony-Jura. Jahrb. d. ungar. geol. Anst. **15**. p. 124.

Die Formen aus Corfu und Epirus entsprechen dem Typus, während in den Aufsammlungen von Leukas auch zahlreiche Varietäten enthalten sind.

Das Nötigste über diese Art ist schon bei der voranstehenden Beschreibung des *Hildoceras Levisoni* gesagt worden; im übrigen verweise ich auf die Abhandlung „Die Fauna der älteren Jurabildungen im nordöstlichen Bakony". p. 124 ff.

Fundorte: Oberer Lias von Corfu:

1. Bei Lutzes (1 St.).
2. Bei Palaeospita (2 St.).
3. Bei Karya (1 St.).
4. Im Norden der Insel Vido (1 St.).

Oberer Lias von Epirus:

1. Am Cap südlich S. Giorgio (Punta rossa) (3 St.).
2. Am Westufer des Butrinto-Sees (1 St.).

Anzahl: 9.

Hildoceras spec. ind.

Außer den eben beschriebenen Hildoceren liegen mir noch mehrere Stücke dieser Gattung vom Cap Scala, von Karya, von Glypha (nördlich der obersten Häuser) und von Ithaka vor, die infolge ihrer schlechten Erhaltung nicht näher bestimmt werden konnten.

Anzahl: 6.

Harpoceras (Grammoceras) toarcense d'Orb.

Taf. XIII Fig. 3.

1830. *Ammonites radians* Zieten, Versteinerungen Württembergs. Taf. 4 Fig. 3a—c.
1843. *Ammonites Thouarsensis* d'Orb., Paléont. française Terr. jur. p. 222. Taf. 57.
1856. *Ammonites Thouarsensis* Oppel, Juraformation. p. 248. No. 30.
1874. *Ammonites Thouarsensis* Dumort., Etud. paléont. du bassin du Rhône. Lias supérieur. 4. 63.
1878. *Grammoceras Thouarsense* Bayle, Explic. de carte géol. de France. IV. Taf. 58 Fig. 3—5.
1879. *Harpoceras striatulum* Branco, Unterer Dogger Lothringens. Taf. I Fig. 1—3.
1884. *Harpoceras striatulum* Wright, Lias Ammonites of the British Islands. Taf. 84 Fig. 4.
1885. *Ammonites radians depressus* Quenst., Schwäbische Ammoniten, Lias. Taf. 52 Fig. 1 u. 2.

1887. *Grammoceras toarcense* Buckman, Infer. oolite Ammonites. p. 169. Taf. 28 Fig. 4—13.

1902. *Grammoceras toarcense* Janensch, *Jurensis*-Schichten des Elsaß. p. 91. Taf. 3 Fig. 2 u. 2 a.

Harpoceras (Grammoceras) toarcense d'Orb. gehört, wie der ihm nahe verwandte und mit ihm durch Übergangsformen verbundene *H. (Grammoceras) striatulum* Sow., zur Gruppe des *H. radians.*

Beide wurden auch von Seebach (Der Hannoversche Jura. p. 140), dem sich dann Branco, Wright, Haug u. a. anschlossen, zu einer einzigen Art unter dem älteren Namen *H. striatulum* Sow. vereinigt. Einige Autoren, wie Oppel, Bayle, Dumortier und in neuerer Zeit Buckman und Janensch, sind jedoch dafür, beide Formen wieder zu trennen.

Beide sind zwar Glieder einer durch Übergänge verbundenen Formenreihe, wie dies Buckman auch durch seine Namengebung *Grammoceras striatulum* Sow. — *Gr. toarcense-striatulum* Buckman — *Gr. toarcense* d'Orb. anerkennt. (Buckman, Inferior oolite Ammonites. Taf. 28.) Die extremen Endglieder der Reihe sind jedoch in ihrem ganzen Habitus so weit voneinander entfernt, daß auch meiner Ansicht nach die Aufstellung einer besonderen Art, wie dies anfangs der Fall war, gerechtfertigt erscheint. Der Unterschied zwischen beiden Formen, *striatulum* und *toarcense,* besteht in dem mehr ovalen Querschnitt und der gröberen Berippung des *Harpoceras (Grammoceras) toarcense* d'Orb.

Bei letzterem sind auch zu beiden Seiten des Kiels auf der mehr abgeflachten Externseite Furchen angedeutet. Insbesondere hat Buckman (p. 173) beide Formen ausführlich beschrieben und die gegenseitigen Unterscheidungsmerkmale eingehend hervorgehoben, so daß ich auf dessen schon öfter zitiertes Werk verweisen kann. Mein Exemplar aus Epirus ist vollständig mit den von Wright Taf. 84 Fig. 4—6 und von Buckman Taf. 28 Fig. 9 u. 10 abgebildeten Stücken aus der *Jurense*-Zone des englischen Lias ident. Auch sonst ist die Art in Mitteleuropa weit verbreitet; in den Alpen dagegen seltener.

Im oberen Lias von Leukas sind beide verwandte Formen, *Hildoceras toarcense* und *H. striatulum,* verhältnismäßig häufig.

Fundort: Oberer Lias von Epirus:
1. Tetranisi-Bucht.
Anzahl: 1.

Harpoceras (Grammoceras) radians Rein.

In der von Zittel bestimmten Aufsammlung von Corfu befindet sich ein Abdruck aus den grauen, tonigen Kalken der oberen Brunnen von Sinies, dessen Position von ihm als zur Gruppe des *Harpoceras radians* gehörig bezeichnet wurde. Das Stück ist evolut und eng berippt und könnte immerhin dem Typus des *H. (Grammoceras) radians* Rein. selbst entsprechen.

Dieselbe Spezies wurde inzwischen auch von dem benachbarten Fundort Palaeospita erhalten.

Lillia Narbonensis Buckman.

cf. 1874. *Ammonites Lilli* Dumort. (nicht Hauer), Etud. paléont. bassin du Rhône. IV. Lias supérieur. p. 82. Taf. 21 Fig. 1 u. 2.
cf. 1894. *Hildoceras* aff. *Lilli* Hauer, Möricke, Liasversteinerungen aus Chile. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. IX. Taf. 1 Fig. 4.
1898. *Lillia Narbonensis* S. Buckman, Inferior oolite Ammonites of the British Islands. Supplement. p. 14. Taf. 2 Fig. 3 u. 4.

Die fein- und engberippten Varietäten der *Lillia Lilli* Hauer[1] wurden von Buckman unter dem neuen Namen *L. Narbonensis* ausgeschieden. Die Abbildung von Buckman stellt das dem Typus entgegengesetzte Extrem der Variationsreihe dar, deren Mittelglieder die Figuren von Dumortier[2] und Bayle[3] bilden. Im allgemeinen steht das Stück Dumortier's der *L. Narbonensis*, dasjenige von Bayle der *L. Lilli* Hauer näher. Auch Haug[4] hat die Abweichung der Abbildungen von Du-

[1] 1856. *Ammonites Lilli* Hauer, Liascephalopoden der nordöstlichen Alpen. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien (math.-nat. Kl.). **11.** 40. Taf. 8 Fig. 1—3.

[2] 1874. *Ammonites Lilli* Dumort., Etud. paléont. bassin du Rhône. IV. Lias supérieur. p. 82. Taf. 21 Fig. 1 u. 2.

[3] 1878. *Lillia Lilli* Bayle, Explication carte géol. de France. IV. Atlas. Taf. 82 Fig. 1.

[4] 1885. *Hildoceras (?) Lilli* Haug, Monographie *Harpoceras*. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. III. p. 632.

MORTIER und BAYLE von dem Typus HAUER's[1] schon konstatiert.

Die Figur von BAYLE könnte als Varietät:

Lillia Lilli HAUER var. *Baylei*

bezeichnet werden. Die Unterschiede zwischen *L. Lilli* DUM. (nicht HAUER) und *L. Narbonensis* BUCKM. sind zu gering, als daß sie nicht unter einem Namen vereinigt werden könnten.

Ein von mir im oberen Lias von Epirus aufgesammeltes Bruchstück stimmt vollständig mit der Abbildung BUCKMAN's Taf. 2 Fig. 3 überein, so daß damit auch das Vorkommen dieser Art in Epirus nachgewiesen ist.

Fundort: Oberer Lias von Epirus:

1. Cap südlich S. Giorgio.

Anzahl: 1.

Lillia Lilli HAUER.

1856. ***Ammonites Lilli*** **HAUER, Liascephalopoden der nordöstlichen Alpen. Denkschr. Akad. d. Wiss. Wien (math.-nat. Kl.). 11. 40. Taf. 8 Fig. 1—3.**

Von demselben Fundort, wie *Lillia Narbonensis* BUCKMAN (Cap südlich S. Giorgio in Epirus), sowie von Vido und Karya (Corfu) stammen auch vier mit der Abbildung HAUER's übereinstimmende typische Formen von *L. Lilli.* Diese Art wurde schon oben genügend charakterisiert.

Harpoceras discoides ZIETEN.

1831. ***Ammonites discoides*** **ZIETEN, Versteinerungen Württembergs. p. 21. Taf. 16 Fig. 1.**
1842. ***Ammonites discoides*** **D'ORB., Paléontol. française Terrains jurassiques. p. 356. Taf. 115 Fig. 1—3.**
1856. ***Ammonites discoides*** **OPPEL, Juraformation. p. 245.**
1858. ***Ammonites discoides*** **QUENST., Jura. p. 283. Taf. 40 Fig. 7.**
1869. ***Ammonites discoides*** **ZITTEL, Zentralapenninen. p. 134.**
1878. ***Lioceras discoides*** **BAYLE, Expl. de carte géol. de France. IV. Atlas. Taf. 88 Fig. 2 u. 5.**
1884. ***Harpoceras discoides*** **WRIGHT, Lias Ammonites of the British Islands. p. 476. Taf. 82 Fig. 12 u. 13.**

---

[1] **Hierher können auch noch gerechnet werden: 1894. *Hildoceras Lilli* MÖRICKE, Liasversteinerungen von Chile. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. IX. p. 14. Taf. 1 Fig. 2 u. 3 (nicht Fig. 4). — 1898. *Lillia Lilli* BUCKMAN, Infer. oolite Ammonites. Supplement. p. 14. Taf. 1 Fig. 1—6.**

1885. *Harpoceras discoides* Haug, Monographie *Harpoceras*. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. III. p. 620.
1885. *Ammonites discoides* Quenst., Schwäbische Ammoniten, Lias. p. 426. Taf. 53 Fig. 9.
1885. *Ammonites capellinus jurensis* Quenst., Schwäbische Ammoniten, Lias. p. 417. Taf. 53 Fig. 1, 3, 4, 5.
1891. *Polyplectus discoides* Buckm., Inf. Ool. Amm. p. 215. Taf. 37 Fig. 1—5.
1902. *Harpoceras (Polyplectus) discoides* Janensch, Die *Jurensis*-Schichten des Elsaß. p. 62. Taf. 4 Fig. 2 u. 2a.

Diese Art ist vertreten durch ein großes Exemplar aus der Tetranisi-Bucht, das sowohl den ihr eigenen, äußerst komplizierten Lobenbau, wie auch den charakteristischen Querschnitt aufweist. Ein zweites stammt vom Cap südlich S. Giorgio und ein drittes, schon ziemlich abgeriebenes Bruchstück wurde weiter südlich am Cap Scala aufgesammelt.

Fundort: Oberer Lias von Epirus:

1. Tetranisi-Bucht (1 St.),
2. Cap Scala (nördlicher Fundpunkt) (1 St.).
3. Cap südlich S. Giorgio (3 St.).

Anzahl: 5.

Harpoceras subplanatum Oppel.

Taf. XIII Fig. 1.

1830. *Ammonites elegans* Zieten (nicht Sow.), Versteinerungen Württembergs. p. 22. Taf. 16 Fig. 5 u. 6.
1846. *Ammonites complanatus* d'Orb., Paléont. française Terrains jurassiques. p. 253. Taf. 114 Fig. 1, 2, 4 (nicht 3).
1856. *Ammonites subplanatus* Oppel, Die Juraformation. p. 244. No. 19.
1867. *Ammonites elegans* Reynès, Monographie *Ammonites*. Lias sup. Taf. 4 Fig. 1—17.
1869. *Ammonites complanatus* Zittel, Zentralapenninen. p. 134.
1874. *Ammonites subplanatus* Dumort., Etud. paléont. bassin du Rhône. IV. Lias supérieur. p. 51. Taf. 10; Taf. 11 Fig. 1, 2, 8.
1879. *Lioceras subplanatum* Bayle, Explic. carte géol. de France. 4. Taf. 87 Fig. 1; Taf. 88 Fig. 3, 4, 6.
1881. *Ammonites complanatus* Mgh., Fossiles du calcaire rouge ammonitique (Apennin central et Lombardie). Lias supérieur. Paléont. Lombarde. (4.) Taf. 4 Fig. 1 u. 3.
1885. *Harpoceras subplanatum* Haug, Monographie *Harpoceras*. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. III. p. 619.
1894. *Leioceras subplanatum* Möricke, Lias und Unteroolith von Chile. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. IX. p. 19. Taf. 2 Fig. 4.
1902. *Harpoceras (Polyplectus) subplanatum* Janensch, *Jurensis*-Schichten des Elsass. p. 60. Taf. 4 Fig. 1 u. 1a.

Typus der Art ist die Abbildung von D'ORBIGNY Taf. 114 Fig. 1, nachdem OPPEL die oberliassische Art von dem oberjurassischen *Ammonites complanatus* BRUG. abgetrennt und neu benannt hat.

Der auf Taf. XIII Fig. 1 abgebildete Steinkern vom Cap Scala (nördlicher Fundort) ist etwas evoluter, als das Stück von D'ORBIGNY und stimmt mit dem von MENEGHINI Taf. 4 Fig. 1 abgebildeten Exemplar überein. In meiner Sammlung befinden sich jedoch auch einige, allerdings recht schlecht erhaltene Stücke aus der Tetranisi-Bucht, die dem typischen Exemplar vollständig zu entsprechen scheinen.

Die Involution ist bei dieser Art scheinbar überhaupt recht variabel, und die evoluteren Stücke sind mit dem Typus durch zahlreiche Übergänge verbunden. Um einige herauszugreifen, erwähne ich nur z. B. das von JANENSCH abgebildete Stück aus dem Elsaß Taf. 4 Fig. 1, das zwischen der Taf. 2 Fig. 1 von MENEGHINI und der Darstellung von D'ORBIGNY Taf. 114 Fig. 1 steht. Auch MÖRICKE bildet ein ziemlich evolutes Exemplar aus der *Jurense*-Zone von Chile ab.

Da die Unterschiede der etwas größeren oder geringeren Involution die einzigen sind, die ich angeben kann, da zahlreiche Übergangsformen bekannt sind und auch das geologische Vorkommen stets dasselbe ist, so sehe ich davon ab, eine neue Varietät abzutrennen.

Fundorte: Oberer Lias von Epirus:

1. Cap Scala (nördlicher Fundpunkt) (1 St.),
2. Tetranisi-Bucht (2 St.).
3. Cap südlich S. Giorgio (1 St.).
4. Phtelia-Bucht (2 St.).

Oberer Lias von Corfu:

1. Sinies (*ἀπάνω πηγάδι*) (ein von ZITTEL bestimmter Abdruck der Kollektion PARTSCH).
2. Karya (abwärts gegen Glypha) (1 St.).

Anzahl: 8.

Harpoceras Aalense ZIETEN.

Taf. XIII Fig. 5 u. 5a.

1832. *Ammonites Aalensis* ZIETEN, Versteinerungen Württembergs. p. 37. Taf. 28 Fig. 3.

1842. *Ammonites candidus* d'Orb., Paléont. française Terrains jurassiques. 1. Taf. 63 Fig. 3.
1843. *Ammonites Aalensis* d'Orb., Paléont. française Terrains jurassiques. 1. 238.
1846. *Ammonites Aalensis* Quenst., Cephalopoden. p. 114. Taf. 7 Fig. 7.
1856. *Ammonites Aalensis* Oppel, Juraformation. p. 248. No. 29.
1874. *Ammonites Aalensis* Dumort.. Etud. paléont. bassin du Rhône. IV. Lias supérieur. p. 250. Taf. 50 Fig. 1—3.
1879. *Ludwigia Aalensis* Bayle, Explic. de carte géol. de France. IV. Atlas. Taf. 79 Fig. 1—3.
nicht 1880. *Harpoceras Aalense* Taram., Lias Alpi Venete. p. 77. Taf. 5 Fig. 12.
1881. *Ammonites Aalensis* Mgh., Fossiles du calcaire rouge ammonitique (Apennin central et Lombardie). Lias supérieur. Paléont. Lombarde. (4.) p. 50.
1883. *Harpoceras Aalense* Wright, Lias Ammonites of the British Islands. p. 458. Taf. 75 Fig. 8—10; Taf. 80 Fig. 1—3; Taf. 82 Fig. 1—4.
1885. *Harpoceras Aalense* Haug, Monographie *Harpoceras*. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. III. p. 667.
1887. *Grammoceras Aalense* Buckman, Inf. oolite Ammonites. p. 192. Taf. 31 Fig. 15 u. 16; Taf. 32 Fig. 1—12.
1887. *Ammonites (Harpoceras) Aalensis* Denckm., Lias von Dörnten. p. 53.

Das in meiner Sammlung befindliche Exemplar von Lutzes auf Corfu entspricht nicht genau dem Typus von Zieten aus der Zone des *Lytoceras jurense*, der eine etwas stärkere Evolution und gedrängtere Berippung aufweist. Dagegen gleicht der griechische Steinkern sehr den Exemplaren von *Ammonites Aalensis*, die von La Verpillière aus der Zone des *Harpoceras opalinum* bekannt sind[1]. Von La Verpillière ist auch im Breslauer Museum ein Exemplar vorhanden, das mit den Abbildungen Dumortier's (namentlich Fig. 3) und auch meinem griechischen Stück gleichgestellt werden kann.

Haug ist der Ansicht, daß die häufigere Form aus der *Opalinus*-Zone als Typus der Art zu betrachten ist, und ich schließe mich ihm hierin an.

Harpoceras Aalense ist eine flache, ziemlich involute Form mit hervortretendem Kiel und ziemlich unregelmäßiger Berippung. Die sichelförmig nach vorn gebogenen Rippen sind z. T. gebündelt. Denckmann, der eine treffende Beschreibung der verschiedenen Oberflächenskulptur dieser Art gibt, er-

[1] Abbildungen von Dumortier.

wähnt auch den großen Wechsel in der Art der Berippung bei ein und demselben Exemplar.

Dem ganzen Habitus nach bilden die verschiedenen Formen des *Harpoceras Aalense*, wie Oppel zutreffend bemerkt, den „Übergang zwischen der Gruppe des *Ammonites radians* zu *Amm. opalinus*", besonders wenn man hierbei noch die Abbildungen Meneghini's Taf. 11 Fig. 1—5, sowie die von La Verpillière und Gundershofen (Zone des *Harp. opalinum*) stammenden Formen in Betracht zieht.

Fundort: Unterer Dogger von Corfu:

1. Lutzes (etwa 2 km im Tal südlich des Dorfes, an dem Weg Lutzes—Perithia über H. Athanasios).

Anzahl: 1.

Harpoceras Eseri Oppel.

1846. *Ammonites radians compressus* Quenst., Cephalopoden. p. 119. Taf. 7 Fig. 9.
1856. *Ammonites Eseri* Oppel, Juraformation. p. 245. No. 22.
1858. *Ammonites radians compressus* Quenst., Jura. Taf. 40 Fig. 13.
1862. *Ammonites Eseri* Oppel, Paläontologische Mitteilungen aus dem Museum des Bayrischen Staates. p. 143. Taf. 44 Fig. 3a u. 3b.
1885. *Ammonites radians compressus* Quenst., Schwäbische Ammoniten. I. Lias. Taf. 51 Fig. 3, 6, 7.
1885. *Harpoceras Eseri* Haug, Monogr. *Harpoceras*. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. III. p. 623.
1885. *Ammonites* cf. *lythensis* Quenst., Schwäbische Ammoniten. I. Lias. Taf. 54 Fig. 55.
1889. *Haugia Eseri* Buckman, Infer. oolite Ammonites. p. 155. Taf. 25 Fig. 3—6.
1902. *Harpoceras Eseri* Janensch, *Jurensis*-Schichten des Elsaß. p. 66. Taf. 6 Fig. 1, 1a, 2, 2a.

Zu dieser Art gehören wahrscheinlich einige nur schlecht erhaltene Stücke von den Fundorten Sinies und Perithia.

Ein besser erhaltenes Exemplar stammt von Lutzes (Corfu). Ich habe dasselbe mit dem Original Oppel's in München verglichen und eine vollständige Übereinstimmung damit konstatieren können.

Anzahl: 3.

Coeloceras Desplacei d'Orb.

1842. *Ammonites Desplacei* d'Orb., Paléont. française Terrains jurassiques. Taf. 107 Fig. 1—4.

1856. *Ammonites Desplacei* Oppel, Juraformation. p. 257. No. 55.
1869. *Ammonites Desplacei* Zittel, Zentralapenninen. p. 135.
1874. *Ammonites Desplacei* Dumort., Etud. paléont. bassin du Rhône. IV. Lias supérieur. p. 102. Taf. 27 Fig. 4.

In der Kollektion Partsch befindet sich ein von Zittel bestimmtes Stück des *Coeloceras Desplacei*, während ein anderes, besser erhaltenes aus dem Oberlias von Epirus stammt. Beide entsprechen dem Typus d'Orbigny's vollständig. Drei weitere Exemplare stehen der Art jedenfalls auch sehr nahe.

Fundorte: Oberer Lias von Corfu:
1. Sinies (*ἀπάνω πηγάδι*) (3 St.).
2. Oberhalb Karya (1 St.).

Oberer Lias von Epirus:
1. Cap südlich S. Giorgio (1 St.).

Anzahl: 5.

Coeloceras annulatum Sowerby.

Taf. XII Fig. 2 u. 2a.

1819. *Ammonites annulatus* Sow., Mineral. Conch. Taf. 222 Fig. 5 (nicht Fig. 1—4).
1856. *Ammonites annulatus* Oppel, Juraformation. p. 255. No. 47.
cf. 1880. *Stephanoceras Desplacei* Taram., Lias Alpi Venete. Taf. 3 Fig. 9 u. 10.
cf. 1881. *Ammonites Desplacei* Mgh., Monogr. des Fossiles du calcaire rouge ammonitique. Lias supérieur (Apennin central et Lombardie). Paléont. Lombarde. (4.) Taf. 16 Fig. 5a u. 5b.

Oppel, der die Originalexemplare des *Ammonites annulatus* von Sowerby gesehen hat, identifiziert die Fig. 1—4 auf Taf. 222 von Sowerby mit dem älteren *Amm. anguinus* Rein. *Amm. annulatus* ist infolgedessen auf die Fig. 5 beschränkt, die den Typus der Art darstellt.

Amm. annulatus[1] „steht zwischen *Amm. anguinus* Rein. und *Amm. Desplacei* d'Orb. in der Mitte. Auf den schnell anwachsenden inneren Umgängen zeigt er schwache Knoten, die jedoch gegen außen verschwinden. *Amm. anguinus*[2] ist weniger aufgebläht, hat gleichmäßigere und feinere Rippen und zeigt keine Spur von Knotung.“

Meine griechischen Exemplare sind in der Form und Involution dem Typus ident. Die inneren Windungen besitzen

[1] Oppel, Juraformation. p. 255. No. 47.
[2] Oppel, Juraformation. p. 254. No. 46.

die Skulptur des *Amm. Desplacei* d'Orb.[1] Die Knoten stehen jedoch weniger dicht und regelmäßig. Von den Knoten aus laufen die Rippen paarweise gegen die Naht zu und wechseln mit einfach verzweigten Rippen ab. Gegen den äußeren Umgang zu verlieren sich die Knoten ganz und die Rippen gabeln sich nur noch, indem meist 1—2 einfache Rippen zwischen den geteilten Rippen liegen, wie bei *Coeloceras anguinum*.

Der Ammonit ist also in der Jugend ein *Coeloceras Desplacei* und entwickelt sich dann später durch Verlieren der Knoten zu einem dicken, weniger fein und regelmäßig berippten *C. anguinum*. Die Windungen behalten nämlich den anfänglichen Querschnitt des *C. Desplacei* bei. *C. anguinum* ist weitaus schlanker.

Oppel beschreibt zwar die inneren Windungen des *C. annulatum* nicht näher. Aus seiner Feststellung, daß *C. annulatum* Sow. (Taf. 222 Fig. 5) jedoch die Mittelform zwischen *C. Desplacei* d'Orb. und *C. anguinum* Rein. bildet, sowie aus den sonstigen Angaben, läßt sich schließen, daß auch bei dem Original die inneren Windungen wie bei meinen griechischen Exemplaren beschaffen sein, also *Desplacei*-Skulptur besitzen werden[2].

In meinen Aufsammlungen befindet sich ein Exemplar aus Corfu, bei dem auch die Mündung noch teilweise erhalten ist (Taf. XII Fig. 2 u. 2a).

In der Nähe der Mündung hört die Gabelung der Rippen auf und nur noch von Zeit zu Zeit, und zwar in stets wachsenden Abständen schieben sich noch kürzere, selbständige Zwischenrippen zwischen die immer schärfer werdenden Hauptrippen. Diese Zwischenrippen beginnen in derselben Entfernung von der Naht wie die frühere Teilung. Hier zeigt die Berippung Ähnlichkeit mit der des *Ammonites acanthopsis* d'Orb.[3] aus der *Opalinus*-Zone. Ich möchte den

---

[1] 1842. *Ammonites Desplacei* d'Orb., Paléont. française Terrains jurassiques. Taf. 107 Fig. 1—4.

[2] Auf der Abbildung von Sowerby sind die inneren Windungen verdeckt und unkenntlich.

[3] *Ammonites acanthopsis* d'Orb., Dumortier, Etud. paléont. bassin du Rhône. IV. Lias supérieur. p. 265. Taf. 56 Fig. 1 u. 2.

letzteren überhaupt nur als Mutation von *Coeloceras anguinum* ansprechen. Die Mündung ist verengt. Die Breite des Windungsquerschnittes beträgt vor der Verengung 13 mm, an der Mündung nur 11 mm bei einer gleichbleibenden Höhe von 8 mm.

Die Verengung der Mündung ist bei Coeloceren wie auch bei Stephanoceren ein öfters konstatiertes Merkmal und weist auf die nah verwandte Gattung *Sphaeroceras* hin. So bildet Dumortier [1] einen *Coeloceras crassum* Phil. mit verengter Mündung ab, ebenso Quenstedt einen *Ammonites Humphriesianus mutabilis (Stephanoceras mutabile)* [2].

Ob nun die Mündung bei *Coeloceras annulatum* stets in dieser Weise ausgebildet ist, oder ob dies eine Exemplar von Corfu eine Abnormität darstellt, werden spätere Funde entscheiden müssen.

Mit *Ammonites annulatus* Sow. scheinen auch die oben zitierten Figuren von Taramelli und Meneghini übereinzustimmen, soweit sich dies bei den schlechten Abbildungen der italienischen Geologen beurteilen läßt. *Coeloceras Mortiletti* Mgh. [3], der auch in Griechenland zu den häufigeren Fossilien zählt, ist dem *C. annulatum* in mancher Hinsicht ähnlich.

Bei dieser Art werden die inneren Windungen glatt, während auf dem äußeren Umgang sich nur einfache, ungeteilte Rippen befinden. Auf dem mittleren Teil der Windungen, der auch mit Knoten besetzt ist, gehen von diesem stets nur eine Rippe in der Richtung gegen den Nabel aus, wie bei *C. crassum* Phil.

Der Windungsquerschnitt des *C. Mortiletti* Mgh. besitzt etwa die gleiche Breite wie Höhe, während *C. annulatum* Sow. weitaus niedermündiger ist.

Fundorte: Oberer Lias von Corfu:

---

[1] 1874. *Ammonites crassus* Dumort., Etud. paléont. bassin du Rhône. IV. Lias supérieur. p. 95. Taf. 27 Fig. 5, 6, 7.

[2] 1885. *Ammonites Humphriesianus mutabilis* Quenst., Schwäbische Doggerammoniten. II. p. 537. Taf. 66 Fig. 5. — Auch in der Breslauer Sammlung befindet sich ein Stück des *Stephanoceras mutabile* Quenst. aus Bayeux mit verengter Mündung.

[3] 1881. *Ammonites Mortiletti* Mgh., Fossiles du Medolo. p. 21. Taf. 4 Fig. 7; Taf. 6 Fig. 2.

1. Lutzes (etwa 2 km im Tal südlich des Dorfes, an dem Weg Lutzes—Perithia über H. Athanasios) (1 St.).
2. Oberhalb Karya (1 St.).
3. Palaeospita (1 St.).
4. Im Norden der Insel Vido (2 St.).

Oberer Lias von Epirus:

1. Cap Scala (nördlicher Fundpunkt) (1 St.).
2. Phtelia-Bucht (3 St.).
3. Cap südlich S. Giorgio (2 St.).



Coeloceras cf. *annulatum* Sow. Oberlias von Sinies auf Corfu. Kollektion Partsch.

Ein neu herauspräpariertes, jedoch stark zusammengepreßtes Stück (obenstehende Figur) aus der Sammlung von Herrn Geheimrat Partsch (Fundort: Sinies, *ἀπάνω πηγάδι*) dürfte wohl ebenfalls hierher gehören.

Anzahl: 12.

Coeloceras anguinum Rein.

1818. *Nautilus anguinus* Reinecke, Nautil. et Argonaut. Fig. 73.
1819. *Ammonites annulatus* Sow., Miner. Conch. Taf. 222 Fig. 1—4 (nicht Fig. 5).
1830. *Ammonites aequistriatus* Zieten, Versteinerungen Württembergs. Taf. 12 Fig. 5.
1844. *Ammonites annulatus* d'Orb., Paléont. française Terr. jur. Taf. 76 Fig. 1 u. 2.
1849. *Ammonites annulatus* Quenst., Cephalopoden. Taf. 13 Fig. 11.
1856. *Ammonites anguinus* Oppel, Juraformation. p. 254. No. 46.

1858. *Ammonites anguinus* Quenst., Jura. p. 251. Taf. 36 Fig. 3.
1874. *Ammonites annulatus* Dumort., Etud. paléont. bassin du Rhône. IV. Lias supérieur. p. 90. Taf. 26 Fig. 3 u. 4.
1885. *Ammonites anguinus* Quenst., Schwäbische Liasammoniten. I. p. 369. Taf. 46 Fig. 9 u. 10.
1886. *Stephanoceras annulatum* Wright, Lias Ammonites of the British Islands. p. 475. Taf. 84 Fig. 7—9.
1898. *Coeloceras (Dactylioceras) anguinum* Hug, Lias- und Doggerammoniten der Freiburger Alpen. I. Abh. d. schweiz. paläont. Ges. **25**. 23. Taf. 6 Fig. 2.

Oppel hat, wie schon in der vorhergehenden Beschreibung erwähnt wurde, die Fig. 1—4 von Sowerby's *Ammonites annulatus* zu *Amm. anguinus* Rein. gestellt und nur die Fig. 5 bei der ersteren Art belassen. Die Abbildungen des *Amm. annulatus* der oben zitierten nachfolgenden Autoren sind jedoch nicht mit Fig. 5 von Sowerby ident, sondern mit den Fig. 1—4 und müssen infolgedessen ebenfalls mit *Amm. anguinus* vereinigt werden.

Mehrere Stücke dieser Art, die mit den typischen Abbildungen vollständig ident sind, befinden sich auch in meinen Aufsammlungen aus Epirus.

Fundort: Oberer Lias von Epirus:

1. Phtelia-Bucht (4 St.).
2. Cap südlich S. Giorgio (1 St.).

Anzahl: 5.

Coeloceras Mortiletti Meneghini.

1881. *Ammonites Mortiletti* Mgh., Fossiles du Medolo. p. 21. Taf. 4 Fig. 7; Taf. 6 Fig. 2.
?1900. *Coeloceras Mortiletti* Bettoni, Fossili Domeriani della provincia di Brescia. Abh. d. schweiz. paläont. Ges. **27**. 71. Taf. 7 Fig. 9.

Coeloceras Mortiletti Mgh. wurde schon bei der Besprechung des *C. annulatum* Sow. genügend charakterisiert. Diese Art, die Meneghini zuerst aus dem Medolo der Apenninen beschreibt, tritt auch häufig im oberen Lias von Corfu auf.

Fundorte: Oberer Lias von Corfu.

1. Lutzes (etwa 2 km im Tal südlich des Dorfes, an dem Weg Lutzes—Perithia über H. Athanasios) (1 St.).
2. Sinies (*ἀπάνω πηγάδι*) (3 St. der Kollektion Partsch, von Zittel bestimmt).

Anzahl: 4.

Coeloceras subarmatum Young und Bird.

Taf. XIII Fig. 4.

1823. *Ammonites subarmatus* Sow., Min. Conch. Taf. 407.
1823. *Ammonites fibulatus* Sow., Min. Conch. Taf. 407.
1830. *Ammonites bollensis* Zieten, Versteinerungen Württembergs. Taf. 12 Fig. 3.
1842. *Ammonites subarmatus* d'Orb., Paléont. franç. Terrains jurassiques. p. 268. Taf. 77.
1846. *Ammonites subarmatus* Quenst., Cephalopoden. p. 174. Taf. 13 Fig. 12.
1846. *Ammonites bollensis* Quenst., Cephalopoden. Taf. 13 Fig. 13.
1856. *Ammonites subarmatus* Hauer, Liascephalopoden der nordöstlichen Alpen. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien (math.-nat. Kl.). **11**. 58. Taf. 15 Fig. 6—8.
1856. *Ammonites subarmatus* Oppel, Juraformation. p. 257. No. 54.
1856. *Ammonites fibulatus* Oppel, Juraformation. p. 256. No. 53.
1858. *Ammonites bollensis* Quenst., Jura. Taf. 36 Fig. 5.
1869. *Ammonites subarmatus* Zittel, Zentralapenninen. p. 135.
1874. *Ammonites subarmatus* Dumort., Etud. paléont. Bassin du Rhône. IV. Lias supérieur. p. 99. Taf. 28 Fig. 6—9.
1874. *Ammonites bollensis* Dumort., Ebenda. p. 101.
1881. *Ammonites subarmatus* Mgh., Fossiles du calcaire rouge ammonitique (Apennin central et Lombardie). Lias supérieur. Paléont. Lombarde. (4.) p. 67. Taf. 14 Fig. 5a u. 5b; Fig. 4 u. 6 (Fig. 5 u. 6 = var. *evoluta*).

cf. 1884. *Stephanoceras subarmatum* Wright, Lias Ammonites of the British Islands. p. 477. Taf. 85 Fig. 1—4.

1884. *Stephanoceras fibulatum* Wright, Ebenda. p. 476. Taf. 85 Fig. 7, 8, 10, 11; cf. Fig. 5, 6, 9.
1885. *Ammonites subarmatus* Quenst., Schwäbische Liasammoniten. I. p. 370. Taf. 46 Fig. 15—17.
1885. *Ammonites bollensis* Quenst., Ebenda. p. 370. Taf. 46 Fig. 11—14.

cf. 1898. *Coeloceras (Peronoceras)* cf. *subarmatum* Hug, Lias- und Doggerammoniten der Freiburger Alpen. I. Abh. d. schweiz. paläont. Ges. **25**. 21. Taf. 6 Fig. 5.

1903. *Coeloceras subarmatum* Zittel, Grundzüge der Paläontologie. p. 453.

Diese Art ist äußerst variabel und ich bin überzeugt, daß noch zahlreiche der oben zitierten Formen als selbständige Variationen[1] oder sogar Arten abzutrennen sind (vergl. die Abbildungen von Meneghini, Wright etc.).

---

[1] Quenstedt hat schon eine var. *evoluta* aufgestellt (Schwäbische Liasammoniten. I. p. 371), die auch im Oberlias des Bakony inzwischen nachgewiesen wurde. Jahrb. d. ungar. geol. Anst. **15**. 98.

Leider steht mir hier kein so zahlreiches Material zur Verfügung, wie bei *Hildoceras comense*, und eine Bearbeitung lediglich nach den vorhandenen Abbildungen durchzuführen, gehört nicht in den Rahmen dieser Abhandlung. In meiner Sammlung befinden sich nur zwei Exemplare von der Tetranisi-Bucht, sowie von Karya (Bruchstück), und selbst diese sind nicht gut erhalten[1].

Das griechische Stück (Taf. XIII Fig. 4) zeigt eine sehr regelmäßige Anordnung der Rippen und Knoten. Die recht groben Rippen, die paarweise von der Naht ausgehen, vereinigen sich in der Nähe des Externteils zu einem Knoten oder Stachel und teilen sich dann wiederum. Der Durchschnitt und die Involution entspricht vollständig *Ammonites fibulatus* Sow., mit dem, soweit es sich aus der schlechten Abbildung ersehen läßt, auch die Schalenskulptur übereinstimmt. Auch mit der Figur ZITTEL's hat mein griechisches Stück große Ähnlichkeit.

QUENSTEDT hat *Amm. fibulatus* Sow. mit *Amm. subarmatus* YOUNG und BIRD vereinigt, nachdem OPPEL schon früher *Amm. bollensis* ZIETEN mit *Amm. subarmatus* identifiziert hatte[2].

Ob und wie weit diese Vereinigungen zutreffen, kann ich, da mir die Originale nicht zur Verfügung stehen, aus den schlechten Abbildungen allein nicht beurteilen. WRIGHT hat z. B. *Coeloceras fibulatus* Sow. wieder als selbständige Art angeführt.

Coeloceras fibulatus Sow. und *C. subarmatus* YOUNG und BIRD gehören jedenfalls einer Variationsreihe an, in der der erstere die dünnen und der zweite die dickeren Formen repräsentiert. Im Falle einer Trennung wäre also das abgebildete griechische Exemplar als *C. fibulatum* Sow. zu bezeichnen.

Fundorte: Oberer Lias von Epirus:

1. Tetranisi-Bucht (1 St.).

Oberer Lias von Corfu:

1. Bei Karya (oberhalb der Brunnen) (1 St.).

Anzahl: 2.

---

[1] Neuerdings wurden zahlreiche Angehörige dieser Art *(Coeloceras subarmatum* und *C. fibulatum)* aus den Aufschlüssen von Leukas, Akarnanien und Kalamos gewonnen.

[2] OPPEL, Juraformation. p. 257.

Coeloceras cf. *pettos* Quenstedt.

1849. *Ammonites Grenouillouxi* d'Orb., Paléont. franç. Terrains jurassiques. Taf. 96.
1881. *Ammonites crassus* Menegh., Fossiles du calcaire rouge ammonitique (Apennin central et Lombardie). Lias supérieur. Paléont. Lombarde. (4.) Taf. 16 Fig. 3.
1885. *Ammonites pettos* Quenst., Schwäbische Liasammoniten. I. Taf. 34 Fig. 15—28.
1886. *Coeloceras pettos* Futterer, Mitteil. bad. geol. Anstalt. **2**. 340. Taf. 11 Fig. 6.
1900. *Coeloceras pettos* Bettoni, Fossili Domeriani della Provincia di Brescia. Abh. d. schweiz. paläont. Ges. **27**. 71.
1904. *Coeloceras pettos* Prinz, Bakony. Jura. Jahrb. ung. geol. Anst. **15**. 95. Fig. 12.

Coeloceras pettos ist nach Prinz der unmittelbare Vorfahrer von *C. crassum* Phil. und liegt in einem höchst mangelhaften Exemplar aus dem Oberlias von Lutzes auf Corfu vor.

Bisher schien die Art lediglich auf den Lias γ beschränkt zu sein; im Mediterrangebiet reicht sie jedoch eventuell auch noch in den oberen Lias hinauf (vergl. hierüber: Fauna der älteren Jurabildungen im nordöstlichen Bakony p. 96, sowie Meneghini. Letzterer wollte *C. crassum* und *C. pettos* vereinigen).

Mittlerer Lias tritt bei Lutzes auf Corfu jedenfalls nicht mehr in der Ammonitenfazies auf. Anderseits ist mein griechisches Stück jedoch viel zu schlecht erhalten, um lediglich daraufhin auf eine größere Vertikalverbreitung des *C. pettos* schließen zu dürfen.

Coeloceras crassum Phil.

1844. *Ammonites Raquinianus* d'Orb., Paléont. franç. Terrains jurassiques. Taf. 106 Fig. 1—5.
1846. *Ammonites crassus* Quenst., Cephalopoden. p. 174. Taf. 13 Fig. 10.
1856. *Ammonites crassus* Oppel, Juraformation. p. 256. No. 52.
1858. *Ammonites crassus* Quenst., Jura. p. 251. Taf. 36 Fig. 1.
1869. *Ammonites crassus* Zittel, Zentralapennin. p. 135.
1874. *Ammonites crassus* Dumort., Etud. paléont. bassin du Rhône. IV. Lias supérieur. p. 95. Taf. 27 Fig. 5—11; Taf. 28 Fig. 1—2.
1880. *Stephanoceras crassum* Taram., Lias Alpi Venete. p. 75. Taf. 3 Fig. 13.

cf. 1884. *Stephanoceras crassum* Wright, Lias Ammonites. p. 481. Taf. 86 Fig. 1, 2, 8, 9, 10 (Übergänge zu *Coeloceras subarmatum*).

1884. *Stephanoceras Raquinianum* Wright, ebenda. Taf. 86 Fig. 5, 6, 7; Taf. 87 Fig. 1—3, 7, 8.

1885. *Ammonites crassus* Quenst., Schwäbische Liasammoniten. I. p. 372. Taf. 46 Fig. 19—21, 23.
1898. *Coeloceras crassum* Hug, Lias- und Doggerammoniten der Freiburger Alpen. I. Abh. d. schweiz. paläont. Ges. **25**. 19. Taf. 6 Fig. 4.
1904. *Coeloceras crassum* Prinz, Fauna der älteren Jurabildungen im nordöstlichen Bakony. Jahrb. d. ungar. geol. Anst. **15**. 97.

Einige, zwar meist nicht sehr gut erhaltene, aber immerhin sicher bestimmbare Exemplare von Lutzes, Palaeospita, Karya und Vido (Corfu), sowie vom Cap südlich S. Giorgio (Epirus) beweisen auch das Vorkommen dieser charakteristischen Art im griechischen und epirotischen Oberlias. Auch ein Bruchstück aus Ithaka (südöstlich von Vathy) gehört hierher.

Anzahl: 6.

Coeloceras cf. *subanguinum* Mgh.

1867—1881. *Ammonites subanguinus* Mgh., Monogr. Fossiles du calcaire rouge ammonitique (Lombardie et Apennin central). Lias supérieur. Paléont. Lombarde. (4.) p. 73. Taf. 16 Fig. 9.
1881. *Ammonites subanguinus* Mgh., Fossiles du Medolo. p. 20.
1900. *Coeloceras subanguinum* Bettoni, Fossiles Domeriani della Provincia di Brescia. Abh. d. schweiz. paläont. Ges. **27**. 74. Taf. 6 Fig. 14; Taf. 7 Fig. 1, 2, 3.

Aus dem oberen Lias von Ithaka stammt ein Bruchstück eines *Coeloceras*, das trotz seiner schlechten Erhaltung als dem *C. subanguinum* Mgh. sehr nahestehend bezeichnet werden kann.

Fundort: Oberer Lias von Ithaka:

1. Vathy (etwa 2 km südöstlich der Stadt) (1 St.).

Zahlreicher ist diese Art in den Aufsammlungen von Leukas vertreten und wird bei der Bearbeitung dieses Materials noch ausführlicher behandelt werden.

Coeloceras commune Sow.

1815. *Ammonites angulatus* Sow., Mineral. Conch. Taf. 107 Fig. 1.
1815. *Ammonites communis* Sow., Mineral. Conch. Taf. 107 Fig. 2 u. 3.
1830. *Ammonites communis* Zieten, Versteinerungen Württembergs. p. 9. Taf. 7 Fig. 2.
1830. *Ammonites annularis* Zieten, Versteinerungen Württembergs. p. 14. Taf. 10 Fig. 10.
1842. *Ammonites communis* d'Orb., Paléont. française Terr. jur. p. 336. Taf. 108.
1846. *Ammonites communis* Quenst., Cephalopoden. p. 172. Taf. 13 Fig. 8.
1856. *Ammonites communis* Oppel, Juraformation. p. 255. No. 48.

1858. *Ammonites communis* QUENST., Der Jura. p. 251.
1866. *Ammonites communis* SEEBACH, Hannover. Jura.
1874. *Ammonites communis* DUMORT., Etud. paléont. bassin du Rhône. IV. Lias supérieur. p. 93. Taf. 26 Fig. 1 u. 2.
1874. *Ammonites communis* BRAUNS, Hilsmulde.
1885. *Ammonites communis* QUENST., Schwäbische Liasammoniten. I. p. 369. Taf. 46 Fig. 1 u. 3.
1886. *Stephanoceras commune* WRIGHT, Lias Ammonites of the British Islands. p. 473. Taf. 83 Fig. 3—4; Taf. 84 Fig. 1—3; Taf. 87 Fig. 9 u. 10.
1887. *Ammonites (Coeloceras) communis* DENCKM., Lias von Dörnten. p. 80.
1892. *Coeloceras* aff. *commune* ROTHPLETZ, Perm auf Timor. Palaeontographica. **39**. 102.
1904. *Coeloceras commune* PRINZ, Fauna der älteren Jurabildungen im nordöstlichen Bakony. Jahrb. d. ungar. geol. Anst. **15**. 96.

Nach den Bestimmungen ZITTEL's stehen zwei Bruchstücke aus den von PARTSCH gemachten Aufsammlungen dem *Coeloceras commune* Sow. „überaus nahe". Nach meiner Ansicht können sie ohne Bedenken mit dieser weitverbreiteten Art direkt vereinigt werden, um so mehr, da diese selbst recht variabel ist.

Beide Stücke stammen aus den tonigen, grauen Kalken des obersten Brunnen *(ἀπάνω πηγάδι)* von Sinies auf Corfu.

Auch im Oberlias der Phtelia-Bucht, des Caps südlich S. Giorgio, sowie der Insel Vido habe ich neuerdings *Coeloceras commune* aufgefunden.

Coeloceras spec. ind.

Auf Ithaka wurden einige Coeloceren aufgesammelt, die wegen ihrer mangelhaften Erhaltung nur der Gattung nach bestimmt werden konnten (4 St.). Weitere, der Art nach unbestimmbare Stücke sind aus der Phtelia-Bucht und vom Cap südlich S. Giorgio (Epirus) erhalten worden.

Anzahl: 7.

Stephanoceras aff. *longalvum* VACEK.

Taf. XII Fig. 1.

1886. *Coeloceras longalvum* VACEK, Oolithe von Cap St. Vigilio. Abh. d. österr. geol. Reichsanst. Wien. **12**. [43.] 99. Taf. 17 Fig. 1—2.
1904. *Coeloceras (Stephanoceras) longalvum* PRINZ, Bakony-Jura. Jahrb. ungar. geol. Anst. **15**. 101.

Aus dem Schichtenkomplex der Vigläskalke im Norden der Insel Vido stammt ein Bruchstück eines *Stephanoceras*,

das dem *Coeloceras longalvum* Vacek in der Schalenskulptur und Form sehr nahe steht. Die Dicke und Involution ist jedoch etwas größer, und die Berippung, namentlich die Ausbildung der Knötchen auf den inneren Windungen, etwas ausgeprägter. Insofern neigt das griechische Exemplar schon sehr zu dem jüngeren *Stephanoceras Humphriesianum* Sow. hin. *Stephanoceras longalvum* Vacek aus der *Murchisonae*-Zone ist der direkte Vorläufer der später auftretenden Humphriesianer und ist mit ihnen durch zahlreiche Zwischenformen, wie *Stephanoceras Bayleanum* Oppel aus der *Sauzei*-Zone, verbunden.

Zu diesen Übergangsformen gehört auch mein Stück aus Vido, das ebensogut als *St.* aff. *Bayleanum* bezeichnet werden könnte.

Zwischen *Coeloceras longalvum* Vacek und *Stephanoceras Bayleanum* Oppel existieren eigentlich nur Varietätenunterschiede, ich behalte jedoch den Namen Vacek's noch bei, da sein Stück der älteste, bisher bekannte Stammvater der Stephanoceren ist. Auf die Gattungsunterschiede zwischen *Stephanoceras* und *Coeloceras* gehe ich hier nicht weiter ein, da derartige Erörterungen nicht in den Rahmen dieser Abhandlung hineinpassen, komme aber bei einer demnächst erscheinenden Bearbeitung des Jura von Daghestan noch ausführlicher darauf zurück.

Stephanoceras longalvum Vacek wurde am Cap St. Vigilio in der *Murchisonae*-Zone gefunden und ist auch neuerdings in demselben geologischen Horizont im Jura des Bakony nachgewiesen worden.

Da die Schichten, aus denen mein Stück stammt, erheblich über den Kalken des mittleren Lias liegen, also auch die Lagerungsverhältnisse stimmen, so ist auf Vido mit Sicherheit unterer Dogger nachgewiesen. Welchem Horizont *St.* aff. *longalvum* angehört, konnte aus Mangel an sonstigem paläontologischen Material nicht festgestellt werden. Möglicherweise liegt, da das Exemplar schon den Übergangsformen zu *St. Humphriesianum* angehört, sogar schon eine höhere Zone als die des *Harpoceras Murchisonae* vor.

Fundort: Vigläskalke von Corfu (kieselige Plattenkalke): Insel Vido (im Norden an der Meeresküste).

Anzahl: 1.

Stephanoceras spec. ind.

Von dem ebengenannten Fundpunkt des *Stephanoceras* aff. *longalvum* Vacek stammen noch zwei ganz schlecht erhaltene Exemplare, die möglicherweise derselben, vielleicht auch einer nahe verwandten Art angehören.

Hammatoceras sp.

Vom Cap Scala (südlicher Fundpunkt) liegt ein schlecht erhaltenes Stück vor, das nur der Gattung nach bestimmt werden konnte.

Lytoceras cf. *cornucopia* Young und Bird.

1830. *Ammonites fimbriatus* Zieten, Versteinerungen Württembergs. p. 16 Taf. 12 Fig. 1.
1856. *Ammonites cornucopia* Oppel, Juraformation. p. 253. No. 43.
1858. *Ammonites fimbriatus* Quenst., Jura. p. 253. Taf. 36 Fig. 6.
1869. *Lytoceras cornucopiae* Zittel, Zentralapenninen. p. 134.
1874. *Ammonites cornucopiae* Dumort., Etud. paléont. bassin du Rhône. IV. Lias supérieur. p. 111. Taf. 29.
1885. *Ammonites fimbriatus* Quenst., Schwäbische Liasammoniten. I. p. 364. Taf. 45 Fig. 8, 9, 12.
1886. *Lytoceras cornucopia* Wright, Lias Ammonites of the British Islands. p. 410. Taf. 73 Fig. 1—3.
1898. *Lytoceras cornucopia* Hug, Lias- und Doggerammoniten der Freiburger Alpen. I. Abh. d. schweiz. paläont. Ges. **25**. p. 6. Taf. 2 Fig. 2.

In meiner Sammlung befindet sich ein *Lytoceras*-Steinkern von der Tetranisi-Bucht (oberer Lias von Epirus), der der Form und den Loben nach dieser Art entsprechen dürfte.

Lytoceras spec. ind.

Zwei unbestimmbare *Lytoceras* sind in den Aufsammlungen vom Cap südlich S. Giorgio (Epirus) und von Vido enthalten.

Phylloceras Nilssoni Hébert.

Taf. XIII Fig. 6.

1866. *Ammonites Nilssoni* Hébert, Bull. Soc. géol. de France. **23**. p. 526. Fig. 3.
1869. *Phylloceras Nilssoni* Zittel, Zentralapenninen. p. 134.
1876. *Ammonites Nilssoni* Dumort. u. Font., Ammonites de la Zone à *A. tenuilobatus*. p. 20. Taf. 3 Fig. 7.
1880. *Phylloceras Nilssoni* Taram., Lias Alpi Venete. p. 73. Taf. 3 Fig. 1.

1881. *Phylloceras Capitanei* Mgh., Fossiles du calcaire rouge ammonitique. Lias supérieur (Apennin central et Lombardie). Paléont. Lombarde. (4.) Taf. 18 Fig. 4—6.
1881 *Phylloceras aussonium* Mgh., ebenda. Taf. 18 Fig. 2 u. 3.
1881. *Phylloceras Nilssoni* Mgh., Ebenda. Taf. 18 Fig. 7—9.
1881. *Phylloceras sélinoides* Mgh., Ebenda. Taf. 19 Fig. 5 u. 6.
1886. *Phylloceras Nilssoni* Vacek, Oolithe vom Cap St. Vigilio. p. 67. Taf. 4 Fig. 1—7.
1904. *Phylloceras Nilssoni* Prinz, Fauna der älteren Jurabildungen im nordöstlichen Bakony. Jahrb. d. ungar. geol. Anst. p. 42. Taf. 8 Fig. 1a u. 1b; Taf. 21 Fig. 1a—c, 2a—c u. Taf. 36 Fig. 10.

Phylloceras Nilssoni Hébert aus dem oberen Lias, der direkte Nachkommen des mittelliassischen *Ph. Capitanei* Cat., ist mit seinem Vorfahrer durch zahlreiche Übergänge verbunden. Prinz hat daher die von Meneghini abgetrennten selbständigen Arten wieder eingezogen.

Die griechischen Exemplare aus dem oberen Lias sind mit den ihnen geographisch zunächst gefundenen Formen aus den Zentralapenninen (Abbildungen Meneghini's) vollständig ident und unterscheiden sich von dem Typus Hébert's durch die größere Anzahl der vielleicht ein klein wenig ausgeprägteren Furchen und den engeren Nabel.

Fundorte: Oberer Lias von Epirus:

1. Cap südlich S. Giorgio (6 St.).
2. Tetranisi-Bucht (1 St.).
3. Am Westufer des Butrinto-Sees (1 St.).

Oberer Lias von Corfu:

1. Die grauen, tonigen Kalke und Mergel der obersten Brunnen von Sinies, sowie die gelblichen, tonigen Kalke der Brunnen von Perithia (Kollektion Partsch) lieferten je ein zusammengepreßtes Stück, die nach den Bestimmungen Zittel's zur Gruppe des *Ph. Nilssoni* gehören.
2. Palaeospita (1 St.).
3. Im Norden von Vido (4 St.).

Anzahl: 15.

Phylloceras cf. *zetes* d'Orb.

Aus den Lias-Mergeln der obersten Brunnen von Sinies stammt ein schlecht erhaltenes *Phylloceras* (Kollektion Partsch), das nach der Bestimmung Zittel's mit *Ph. zetes* nahe verwandt ist.

Aus meinen Aufsammlungen liegen mir von der Tetranisi-Bucht (Epirus) zwei ebenfalls sehr schlechte Stücke vor, die *Ph. zetes* angehören könnten.

Phylloceras Borni Prinz.

Diese zu der Formenreihe des *Phylloceras heterophyllum* gehörige Art wurde in einer vor kurzem erschienenen Abhandlung „über die älteren Jurabildungen im nordöstlichen Bakony" ausführlich beschrieben und abgebildet[1].

Ich verweise infolgedessen auf diese Publikation. Meine drei Stücke aus Epirus wurden von dem Autor der Art selbst in freundlicher Weise bestimmt, wofür demselben auch hier der beste Dank des Verfassers ausgesprochen wird.

Fundorte: Oberer Lias von Epirus:

1. Cap Scala (nördlicher Fundpunkt) (2 St.).
2. Phtelia-Bucht (1 St.).

Anzahl: 3.

Phylloceras heterophyllum Sow.

Diese bekannte Art aus der Zone der *Posidonomya Bronni* Voltz gehört zu den verbreitetsten Fossilien des oberen Lias und wird sehr oft zitiert.

Die Stücke aus Epirus und Corfu unterscheiden sich in keiner Weise von den bekannten typischen Formen.

Fundorte: Oberer Lias von Epirus:

1. Tetranisi-Bucht (1 St.).
2. Cap südlich S. Giorgio (2 St.).
3. Cap Scala (nördlicher Fundpunkt) (2 St.).

Oberer Lias von Corfu:

1. Karya (oberhalb der Brunnen) (1 St.).
2. Karya (unterhalb der Brunnen gegen Glypha) (1 St.).

Anzahl: 7.

Phylloceras spec. ind.

Vom Cap Scala (nördlicher und südlicher Fundpunkt), vom Cap südlich S. Giorgio (Punta rossa), vom Westufer des

[1] Julius Prinz, Die Fauna der älteren Jurabildungen im nordöstlichen Bakony. Jahrb. d. ungar. geol. Anst. 1904. 15. 35. Taf. 26 Fig. 1 u. 2 u. Taf. 36 Fig. 1.

Butrinto-Sees, sowie von der Insel Vido liegen mir einige Phylloceren vor, die infolge ihrer schlechten Erhaltung nur der Gattung nach bestimmt werden konnten.

Anzahl: 8.

? *Tmetoceras Sutneri* Haug var. nov. *epirotica.*

Taf. XIII Fig. 2.

1903—1904. *Simoceras* cf. *scissum* Renz, Neue Beiträge zur Geologie der Insel Corfu. Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. No. 5. p. 11 und Über neue Vorkommen von Trias in Griechenland und Lias in Albanien. Centralbl. f. Min. etc. No. 9. p. 264.

Über die generische Stellung dieser Art[1] will ich mich hier nicht weiter verbreiten, da ich darauf bei der demnächst erscheinenden Bearbeitung des Jura von Daghestan noch zurückkommen werde.

Das vorliegende, recht schlecht erhaltene Exemplar, bei dem der Rücken des äußeren Umgangs ziemlich verwittert ist, wurde ursprünglich zu *Ammonites scissus* Benecke gestellt, von dem jetzt auch aus den Aufschlüssen von Leukas zahlreiche, typische Stücke gewonnen wurden. Eine weitere Präparation der inneren Windungen zeigte jedoch, daß sich auf der ziemlich breiten Rückenfurche ein stark zurückgebildeter Kiel befindet.

Die äußere Form gleicht der Abbildung des *Tmetoceras Sutneri* Haug[2], von den Einschnürungen ist jedoch kaum etwas zu bemerken. Insofern nähert sich mein Stück dem *T. Regleyi* Thioll.[3] Die scharfen groben Rippen sind weiter voneinander

---

[1] Vergl. 1. Haug, Anhang zur Gattung *Dumortiera*. Dies. Jahrb. 1887. II. 148—153. — 2. Vacek, Oolithe von Cap S. Vigilio. Abh. d. österr. geol. Reichsanst. Wien. 1886. **12**. 102 [46]—104 [48]. — Vacek, Bemerkungen über einige Arten der Gattungen *Harpoceras* und *Simoceras*. Jahrb. d. österr. geol. Reichsanst. 1887. **37**. Heft 2. p. 293—308. — 3. S. Buckman, Infer. oolite of the British Islands. p. 269.

[2] 1874. *Ammonites scissus* Dumort., Etud. paléont. bassin du Rhône. IV. Lias supérieur. p. 268. Taf. 57 Fig. 1 u. 2. — 1887. *Parkinsonia Sutneri* Haug, Dies. Jahrb. 1887. II. 150 u. 151.

[3] 1874. *Ammonites Regleyi* Dumort., Ebenda. Taf. 31 Fig. 8 u. 9. — 1878. *Cosmoceras Regleyi* Gottsche, Jurassische Versteinerungen der Kordillere. Taf. 2 Fig. 3. — Hierzu ist zu bemerken, daß *Ammonites Regleyi* Thioll. später von Buckman mit *Tmetoceras scissum* Benecke vereinigt wurde. Inf. oolite of the British Islands. p. 273.

entfernt, als bei *T. scissum* und, soweit sie einfach sind, radial gestellt. In gewissen Abständen gabeln sie sich jedoch zu zweien unmittelbar an der Naht. Diese Teilung der Rippen wird auch bei *T. Sutneri* HAUG beobachtet, nur liegt hier die Bifurkationsstelle weiter von der Naht entfernt, etwa auf der Mitte des Umgangs[1].

Mein epirotisches Exemplar bildet also, wenn man den rudimentären Kiel und die Teilung der Rippen an der Naht in Betracht zieht, die ausgesprochene Zwischenform zwischen *Dumortieria (Catulloceras) Dumortieri* THIOLL.[2] und *Tmetoceras Sutneri* HAUG. Dem ganzen äußeren Habitus, wie den scharfen, radialen Rippen und dem einfachen Lobenbau nach, neigt es jedoch weit mehr zu *T. Sutneri* hin.

Ich betrachte daher die epirotische Art als eine Varietät von *T. Sutneri* HAUG, soweit sich dies eben bei der höchst mangelhaften Erhaltung überhaupt beurteilen läßt.

Fundort: Untere Partie der Vigläskalke von Epirus:
1. Cap Scala (südlicher Fundpunkt).

Anzahl: 1.

Posidonomya Bronni VOLTZ.

1830. *Posidonia Bronni* ZIETEN, Versteinerungen Württembergs. p. 72. Taf. 54 Fig. 4.
1836. *Posidonia Bronni* GOLDF., Petr. Germaniae. p. 119. Taf. 113 Fig. 7.
1856. *Posidonomya Bronni* OPPEL, Juraformation. p. 261.
1858. *Posidonia Bronni* QUENST., Der Jura. p. 260. Taf. 37 Fig. 8 u. 9.
1887. *Aulacomya Bronni* STEINM., Jura- und Kreideformation von Caracoles (Bolivia). p. 259. Taf. 10 Fig. 1.
1887. *Posidonomya Bronni* PARTSCH und ZITTEL in PARTSCH, Die Insel Corfu. PETERMANN's Mitt. Ergänzungsheft No. 88. p. 11.

Die ersten Angehörigen dieser Art wurden in Griechenland von PARTSCH auf Corfu gesammelt und von ZITTEL bestimmt.

---

[1] Hierdurch unterscheidet sich die Art HAUG's von *Ammonites scissus* BENECKE.

[2] 1874. *Ammonites Dumortieri* DUMORT., Etud. paléont. bassin du Rhône. IV. Lias supérieur. Taf. 57 Fig. 3 u. 4. — 1886. *Simoceras Dumortieri* VACEK, Oolithe von Cap S. Vigilio. Taf. 21 Fig. 11—14. — 1887. *Dumortieria (Catulloceras) Dumortieri* HAUG, Dies. Jahrb. 1887. II. Taf. 5 Fig. 6. — 1887. *Catulloceras Dumortieri* BUCKMAN, Inferior oolite of the British Islands. p. 277. Taf. 39 Fig. 6—9.

Inzwischen konnte ich die für den oberen Lias (unterste Zone desselben) charakteristischen Posidonomyenschichten auch auf Ithaka, Leukas, Kalamos, in Arkananien, in Epirus und in Albanien an vielen Punkten nachweisen.

Die griechischen und türkischen Stücke gleichen vollkommen den von Quenstedt abgebildeten Formen aus Schwaben. Auch bei den ersteren macht sich ein bedeutender Größenunterschied bemerkbar.

Diejenigen Exemplare, die die Zwischenlagen der Hornsteine erfüllen, werden meist bedeutend größer, sind aber vollkommen plattgedrückt und gleichen der Fig. 8 auf Quenstedt's Taf. 2.

Die kleinen Formen sind mit Quenstedt's Fig. 9 ident und besser erhalten. Sie treten mehr in den Schiefern und in den tonig-kalkigen Schichten auf.

Es läßt sich jedoch keineswegs eine eigentliche Grenze zwischen den beiden Typen ziehen, sondern sie sind, selbst auf vielen Handstücken, durch zahlreiche Zwischenformen jeder Größe miteinander verbunden. Die Abtrennung einer größeren Varietät wäre demnach nicht gerechtfertigt.

Die kleinen Stücke gleichen auch der Abbildung Steinmann's und besitzen eine bedeutende Wölbung der Schale. Die für die Steinmann'sche Gattung *Aulacomya* bezeichnende Seitenfurche konnte ich jedoch, wohl mangels geeigneter Erhaltung, nicht feststellen.

Es liegen mir Stücke von folgenden Fundorten vor:

1. Hornsteine und deren tonige Zwischenlagen.

Fundorte:

Corfu:
1. Kurkuli. (Kollektion Partsch, Zittel determ.).
2. San Martino (Kriniá).
3. Almyros.
4. Antinioti-Bucht (südlich).
5. Antinioti-Bucht (südwestlich).
6. Melissia.
7. Lavki.
8. Perithia (nördlich und nordwestlich der Brunnen).
9. Sinies (Kapelle).

(2.–9.: Meine Sammlung.)

Gebiet	Nr.	Fundort	Sammlung
Corfu:	10.	Lias-Zone Sinies—Palaeospita—Karya.	Meine Sammlung.
Corfu:	11.	Glypha (nördlich der obersten Häuser).	Meine Sammlung.
Corfu:	12.	Santi Deka.	Meine Sammlung.
Corfu:	13.	Insel Vido (Norden und Nordosten).	Meine Sammlung.
Corfu:	14.	H. Kyriaki.	Meine Sammlung.
Corfu:	15.	Kato-Pavliana (nordwestlich) (Hornsteinbreccien und Konglomerate).	Meine Sammlung.
Epirus:	16.	Oberes Vyrostal (zwischen Chan Vyros und der südlich davon gelegenen Straßenbrücke, etwa 2 km nördlich der letzteren).	Meine Sammlung.
Epirus:	17.	Im Süden von Kerasovon.	Meine Sammlung.
Epirus:	18.	Bei Goumenitza (etwa 2 km nördlich, an dem Wege nach Varfani).	Meine Sammlung.
Epirus:	19.	Östlich (etwa ½ km) von Chan Delvinaki.	Meine Sammlung.
Epirus:	20.	Bei Muzina, Pitza und Gardikaki.	Meine Sammlung.
Leukas:	21.	Am Südwestabhang des Skarus-Gebirges.	Meine Sammlung.
Kalamos: [Karnos]	22.	Etwa 2 km im NNO. von Dorf Kalamos.	Meine Sammlung.
Kalamos: [Karnos]	23.	Etwa 1 km im Südwesten von Kephali (am westlichen Steilufer des südlichen Teils der Insel).	Meine Sammlung.
Ithaka:	24.	Nördlich von Vathy (Seitental im Osten des Hafens).	Meine Sammlung.
Akarnanien:	25.	Höhen im Osten und Südosten von Platiali (Valti).	Meine Sammlung.
Akarnanien:	26.	Bei Dorgovitza.	Meine Sammlung.
Akarnanien:	27.	Nordöstlich von Varnakas.	Meine Sammlung.
Akarnanien:	28.	Im nördlichen Teil des Hochtals Livadi.	Meine Sammlung.
Akarnanien:	29.	Im Süden von Monastirakion.	Meine Sammlung.
Akarnanien:	30.	Östlich von Komboti.	Meine Sammlung.

Gelbe, graue und schwarze Schiefer und Mergel.

Gebiet	Nr.	Fundort	Sammlung
Corfu:	1.	Lias-Zone Sinies—Palaeospita—Karya.	Kollektion PARTSCH, ZITTEL determ.
Corfu:	2.	Kriniá.	Kollektion PARTSCH, ZITTEL determ.
Corfu:	3.	Kurkuli.	Kollektion PARTSCH, ZITTEL determ.
Corfu:	4.	Perithia.	Meine Sammlung.
Corfu:	5.	Melissia (*πηγάδι*).	Meine Sammlung.
Corfu:	6.	Lavki.	Meine Sammlung.
Epirus:	7.	Bei Gardikaki.	Meine Sammlung.

Rote, tonige Kalke.

Corfu:	8.	Bei Strinilla (vom Hochtal der Panagiakapelle bis östlich von Drymodi).	Meine Sammlung.
Leukas:	9.	Talschlucht von Exanthia und Kalamitsi.	
	10.	Im Norden von Kavalos.	
	11.	Am Südrand des Stavrotas-Massivs (vom Agrapidokampos bis gegen Anavrysada).	
Ithaka:	12.	Vathy (etwa 1 km südöstlich der Stadt).	
	13.	Vathy (etwa 2 km westlich der Stadt).	
Kalamos:	14.	Bei Kokkinopili (im NNW. von Dorf Kalamos).	
Epirus: (Albanien)	15.	Oberes Vyrostal (westliche Seitenschlucht, wenig unterhalb der Straßenbrücke im Süden von Chan Vyros).	
	16.	An der Saschitza (im Osten der Bucht von Valona).	
Akarnanien:	17.	Etwa 3 km östlich von Vlizana.	
	18.	Bei Stinowitzi.	
	19.	Etwa 4—6 km südlich von Zavista (Weg nach Vasilopulon).	
	20.	Etwa 5—7 km südlich von Monastirakion (Weg nach Mytikas).	

Gelbliche und graue, tonige und knollige Kalke.

Kalamos:	21.	Bei Linari.	Meine Sammlung.
	22.	Etwa 1 km südwestlich von H. Gerasimos.	
	23.	Bei Kokkinopili.	
Epirus:	24.	Cap Scala (nördliche Seite).	
Leukas:	25.	Am Südrand des Stavrotas-Massivs.	

Gelbliche und graue, kalkige Schiefer und plattige Kalke.

Epirus: (Albanien)	26.	Bei Gardikaki.	Meine Sammlung
	27.	An der Saschitza (im Osten der Bucht von Valona).	
Corfu:	28.	Am Kurkuli. (Koll. PARTSCH, ZITTEL determ.)	

Mittlerer Lias.

Waldheimia apenninica Zittel.

1869. *Terebratula (Waldheimia) apenninica* Zittel, Geologische Beobachtungen aus den Zentralapenninen. Geogn.-paläont. Beiträge v. Benecke. 1869. **2**. 127. Taf. 14 Fig. 9a—d.
1889. *Waldheimia apenninica* Geyer, Über die liassischen Brachiopoden des Hierlatz bei Hallstatt. Abh. d. österr.-geol. Reichsanst. Wien. **25**. 33. Taf. 4 Fig. 8—12.

Das kleine Stück, welches ich aus den harten Kalken von Peleka herauspräparieren konnte, ist dicker als das Originalexemplar Zittel's und stimmt mit der von Geyer auf Taf. 4 Fig. 10 abgebildeten, aufgetriebenen Form überein.

Fundort: Weiße, kristalline Kalke von Peleka auf Corfu.

Anzahl: 1.

Koninckina (Koninckodonta) Geyeri Bittn.

1893. *Koninckina (Koninckodonta) Geyeri* Bittn., Neue Koninckiden des alpinen Lias. Jahrb. d. österr.-geol. Reichsanst. **43**. 140. Taf. 4 Fig. 10.
1894. *Koninckina (Koninckodonta) Geyeri* Steinm., Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1894. **46**. 121. Taf. 11 Fig. 2—5.

Diese charakteristische Art, die schon hinreichend beschrieben ist, wurde in zahlreichen Exemplaren in den Kalken mittleren Lias von Peleka auf Corfu angetroffen.

Spiriferina cf. *Haueri* Suess.

1886. *Spiriferina Haueri* Rothpl., Geologisch-paläontologische Monographie der Vilser Alpen. Palaeontographica. **33**. 162. Taf. 13 Fig. 1—5.

Ein schlecht erhaltenes Stück aus dem Liaskalk von Peleka dürfte dieser Art zuzuteilen sein.

Spiriferina alpina Oppel.

1861. *Spiriferina alpina* Oppel, Über die Brachiopoden des unteren Lias. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. p. 541. Taf. 11 Fig. 5a—c.
1879. *Spiriferina alpina* Neum., Zur Kenntnis der Fauna des untersten Lias in den Nordalpen. Abh. d. österr. geol. Reichsanst. Wien. **7**. 9. Taf. 1 Fig. 4.
1885. *Spiriferina alpina* Haas, Etude monogr. et critique des brachiopodes rhétiens et jurassiques des Alpes Vaudoises. I. Abh. d. schweiz. paläont. Ges. **11**. 27. Taf. 2 Fig. 8—10.

1886. *Spiriferina alpina* ROTHPL., Geologisch-paläontologische Monographie der Vilser Alpen. Palaeontographica. **33**. 158.
1889. *Spiriferina alpina* GEYER, Liassische Brachiopodenfauna des Hierlatz. Abh. d. österr.-geol. Reichsanst. **15**. 71. Taf. 8 Fig. 4—8.

Ein einzelnes Stück dieser von GEYER ausführlich beschriebenen, im alpinen Lias häufig auftretenden Art, wurde auch bei Kukuleaés (Epirus) gefunden.

Rhynchonella variabilis SCHLOTH.

1851. ***Rhynchonella variabilis*** DAVIDSON, Monogr. of the british ool. and lias. Brachiopoda. p. 78. Taf. 15 Fig. 8—10.
1884. ***Rhynchonella Briseis*** HAAS, Beiträge zur Kenntnis der liassischen Brachiopodenfauna von Südtirol. p. 4. Taf. 1 Fig. 3, 5, 7.
1889. ***Rhynchonella variabilis*** GEYER, Liassische Brachiopodenfauna des Hierlatz. Abh. d. österr.-geol. Reichsanst. **15**. 36. Taf. 4 Fig. 16—22; Taf. 5 Fig. 1—13.
1900. ***Rhynchonella variabilis*** BÖSE u. SCHLOSS., Über die mittelliassische Brachiopodenfauna von Südtirol. Palaeontographica. **46**. 191. Taf. 18 Fig. 7 u. 8.

Einige Exemplare dieser bekannten, vielgestaltigen, jedoch durch Übergänge verbundenen Form wurden in den hellen Liaskalken von Peleka und Kukuleaés aufgesammelt.

Rhynchonella Zitteli GEMM.

1884. ***Rhynchonella Zitteli*** HAAS, Beiträge zur Kenntnis der Brachiopodenfauna von Südtirol und Venetien. p. 6. Taf. 2 Fig. 10 u. 11.
1897. ***Rhynchonella Zitteli*** BÖSE, Die mittelliassische Brachiopodenfauna der östlichen Nordalpen. Palaeontographica. **44**. 185. Taf. 13 Fig. 21 u. 22.
1899. ***Rhynchonella Zitteli*** BÖSE et SCHLOSSER, Über die mittelliassische Brachiopodenfauna von Südtirol. Palaeontographica. **46**. 192. Taf. 18 Fig. 6 u. 9.

Ein ebenfalls aus Peleka stammendes, nicht sehr gut erhaltenes Stück ist etwas dicker als die oben zitierten Typen, kann aber ohne Bedenken noch damit identifiziert werden.

Rhynchonella spec. ind.

Sowohl aus den mittleren Liaskalken von Kukuleaés (Epirus), sowie von Peleka (Corfu) liegen noch einige Angehörige dieser Gattung vor, die aber infolge ihrer schlechten Erhaltung keine genauere Speziesbestimmung zuließen.



Stylophyllopsis sp.

Diese Koralle, die sich infolge ihrer mangelhaften Erhaltung nur der Gattung nach bestimmen ließ, tritt in den Alpen in tieferen Schichten, als mittlerer Lias auf.

Fundorte: Dickgebankte, weiße Kalke von H. Catherina (Antinioti-Halbinsel, Corfu) und vom Cap Stylo (Epirus). (An beiden Fundorten in den tiefsten Lagen.)

Thamnastraea sp.

Nur der Gattung nach bestimmbar.

Fundort: Kukuleaés (Epirus).

Thecosmilia sp.

Nur der Gattung nach bestimmbar.

Fundort: Kukuleaés (Epirus).

Trias.

Daonella styriaca Mojs.

Taf. X Fig. 1.

1874. *Daonella styriaca* Mojs., Über die triadischen Pelecypodengattungen *Daonella* und *Halobia*. Abh. d. österr. geol. Reichsanst. Wien. 7. 10. Taf. 1 Fig. 4 u. 5.

1882. *Daonella styriaca* Gemm., Sul Trias della regione occidentale della Sicilia Atti Academia dei Lincei.

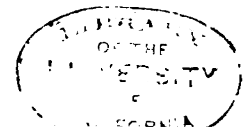
1899. *Daonella styriaca* Volz, Beiträge zur geologischen Kenntnis von Nordsumatra. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **51**. 27. Taf. 1 Fig. 1.

1904. *Daonella styriaca* Renz, Über neue Vorkommen von Trias in Griechenland und von Lias in Albanien. Centralbl. f. Min. etc. No. 9. p. 259.

1905. *Daonella styriaca* Frech, Lethaea Mesozoica, Noetling. Trias II. Taf. 31 Fig. 8 = Taf. X Fig. 1 dieser Abhandlung.

Die für die Altersbestimmung des Olonoskalkes so wichtige große Muschel bedeckt dicht übereinandergelagert in wahren Massen die Zwischenlagen der Hornsteine; genau so wie bei Budua in Süddalmatien, von wo mir zahlreiche, selbstgesammelte Stücke zum Vergleich vorliegen.

Außerdem wurden die griechischen Stücke mit dem Originalexemplar von Volz aus Sumatra verglichen und auch hier fällt nicht nur die frappante Ähnlichkeit der Formen selbst, sondern auch des Gesteins auf.



Das weist auf einen unmittelbaren Zusammenhang des großen Trias-Mittelmeeres von den Sunda-Inseln über Indien und die Balkanhalbinsel bis nach den Ostalpen und nach Sicilien hin.

Daonella styriaca ist eine große, flache und dünne Muschel, deren Breite die Höhe nicht sehr viel übertrifft.

Leider sind vollständige Stücke selten und auch mein am besten erhaltenes Exemplar aus dem Peloponnes (Taf. X Fig. 1 und Lethaea Trias. II. Taf. 31 Fig. 8) ist am Außenrand abgebrochen; der Schloßrand ist jedoch vollständig erhalten.

Der Berippung nach gehört *D. styriaca*, wie Volz hervorhebt, zur Gruppe der *D. Moussoni* Mer. Von typischen, vorliegenden Exemplaren der lombardischen Art unterscheidet sie sich hauptsächlich durch weiter entfernt stehende Rippen und bedeutendere Größe.

Außer den starken, eingeschnittenen und vertieften Radiallinien, die etwas unter dem Wirbel beginnen, gewahrt man noch eine konzentrische Anwachsstreifung, während gegen die beiden Flügel zu die Rippen verschwimmen, so daß eine größere Fläche, besonders am Hinterrand, leer bleibt. Die konzentrische Streifung, die namentlich bei meinem Stück sehr deutlich sichtbar ist, verbreitet sich über die ganze Schalenoberfläche.

In weiterer Entfernung vom Wirbel schieben sich zwischen die Hauptrippen schwächere Zwischenrippen ein, und zwar zahlreicher auf dem hinteren Teil der Schalenmitte. Infolgedessen erscheint diese dichter berippt.

Auf dem abgebildeten peloponnesischen Stück bemerkt man gegen den Außenrand zu noch einige ganz feine radiale Nebenrippen, die ich bei dem Exemplar aus Sumatra nicht beobachten konnte.

Abgesehen von dieser Skulptur ist die Schale noch konzentrisch gewellt, und zwar sind die Intervalle am Wirbel am engsten und werden gegen das Schalenende zu immer weiter.

Dieses Merkmal ist auf der Schalenmitte am schärfsten ausgeprägt und verschwimmt nach beiden Seiten zu.

Bei dem Volz'schen Exemplare ist die Wellung auf den unberippten Randpartien am deutlichsten sichtbar.

Abgesehen von diesen Kleinigkeiten und der etwas geringeren Höhe meines Stückes sind die beiden Exemplare jedoch absolut ident; ebensogroß ist auch die Übereinstimmung mit den übrigen von Mojsisovics und Gemmellaro abgebildeten Stücken.

Fundorte: Hornsteinschichten und Kieselschiefer aus dem Verbande der obertriadischen Olonoskalke.

a) Achaia:
   1. Zwischen Prostovitza—H. Konstantinos.
   2. Weg H. Konstantinos—Potissana.

b) Messenien:
   1. Südlich (etwa 3 km) von Petalidion.
   2. Bumbuka.
   3. Kokkinochoma bei Bumbuka.

c) Argolis:
   1. Bei Tolon.

Mysidia cf. *orientalis* Bittn.

1891. *Mysidia orientalis* Bittn., Triaspetrefakten von Balia in Kleinasien Jahrb. d. österr. geol. Reichsanst. **41**. 113. Taf. 2 Fig. 10.
1892. *Mysidia orientalis* Bittn., Neue Arten aus der Trias von Balia in Kleinasien.. Jahrb. d. österr. geol. Reichsanst. **42**. 85. Taf. 5 Fig. 5.
1904. *Mysidia orientalis* Frech, Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias. p. 27.

Zwei schlecht erhaltene Exemplare dieser oder einer jedenfalls nah verwandten Art stammen aus den schwarzen Kalken vom Vorgebirge Fustapidima nördlich von Govino auf Corfu.

Cardita cf. *Guembeli* Pichler.

1875. *Cardita Guembeli* Pichler, Dies. Jahrb. p. 277.
1895. *Cardita Guembeli* Bittn., Abh. d. österr. geol. Reichsanst. Wien. **18**. 38. Taf. 4 Fig. 14, 15, 16; Taf. 24 Fig. 11.

Bei der großen Ähnlichkeit dieser Art mit *Cardita Pichleri* Bittn. und *C. crenata* Goldf. läßt sich bei der schlechten Erhaltung der griechischen Stücke eine genaue Bestimmung natürlich nicht durchführen. Herr Prof. Frech, der aus der Trias Ungarns zahlreiche Vergleichsstücke bearbeitete, neigt jedoch zu der Ansicht, daß die corfiotischen Exemplare mit *Cardita Guembeli* Pichler noch die größte Ähnlichkeit besitzen.

Fundpunkte: Schwarze, bituminöse, dickgebankte Kalke vom Vorgebirge Fustapidima nördlich von Govino auf Corfu.

Zahlreiche Angehörige der Gattung *Cardita* wurden inzwischen aus analogem Gestein auf einigen Kuppen zwischen Govino und Panagia Mad. di Sparmio, sowie nördlich von Varypatades und südlich von Chlomos [Corfu], ferner auf der Südseite des Skopos auf Zante gesammelt.

Erklärung der Tafeln.

Tafel X.

Fig. 1. *Daonella styriaca* Mojs. (p. 297). Obere Trias von Prostovitza (Peloponnes), zwischen Prostovitza—H. Konstantinos.

„ 2, 2a. *Hildoceras Mercati* Hauer var. *hellenica* Renz (p. 264). Oberer Lias von Vathy auf Ithaka.

„ 3, 3a. *Hildoceras quadratum* Haug (p. 264). Oberer Lias von Epirus, Cap südlich S. Giorgio.

„ 4, 4a. *Hildoceras Mercati* Hauer (p. 262). Oberer Lias von Epirus, Cap südlich S. Giorgio.

Tafel XI.

Fig. 1, 1a. *Hildoceras comense* Buch var. *evoluta* Renz (p. 257). Oberer Lias von Epirus, Phtelia-Bucht.

„ 2, 2a. *Hildoceras comense* Buch (p. 255). Oberer Lias von Epirus, Cap Scala.

„ 3. *Hildoceras comense* Buch var. *multicostata* Renz (p. 259). Oberer Lias von Epirus, Cap südlich S. Giorgio.

Tafel XII.

Fig. 1. *Stephanoceras* aff. *longalvum* Vacek (p. 285). Unterer Dogger von Vido bei Corfu.

„ 2, 2a. *Coeloceras annulatum* Sow. (p. 276). Oberer Lias von Lutzes auf Corfu.

„ 3. *Hildoceras comense* Buch (p. 255 u. 260). Oberer Lias von Vathy auf Ithaka.

„ 4. *Hildoceras Levisoni* Simpson (var.) (p. 266). Oberer Lias von Lutzes auf Corfu.

Tafel XIII.

Fig. 1. *Harpoceras subplanatum* OPPEL (p. 272). Oberer Lias von Epirus Cap Scala.

„ 2. *? Tmetoceras Sutneri* HAUG. var. *epirotica* RENZ (p. 290). Oberer Lias von Epirus, Cap Scala.

„ 3. *Harpoceras (Grammoceras) toarcense* D'ORB. (p. 268). Oberer Lias von Epirus, Tetranisi-Bucht.

„ 4. *Coeloceras subarmatum* YOUNG und BIRD (p. 281). Oberer Lias von Epirus, Tetranisi-Bucht.

„ 5, 5a. *Harpoceras Aalense* ZIETEN (p. 273). Unterer Dogger von Lutzes auf Corfu.

„ 6. *Phylloceras Nilssoni* HÉBERT (p. 287). Oberer Lias von Epirus, Cap südlich S. Giorgio.

Der oberdevonische Deckdiabas, Diabasbomben, Schalstein und Eisenerz.

Von

R. Brauns in Kiel.

Mit Taf. XIV—XX.

Im rheinischen Schiefergebirge hat die Eruption von Diabas mit dem Oberdevon ihr Ende gefunden. Aus dem Culm ist bisher nur in dem ausgezeichneten Profil am Bahnhof Herborn eine wenig mächtige Einlagerung von Diabasmaterial bekannt geworden, die zwischen Culmkieselschiefer auftritt und einen glasreichen, aus blasigem Glas und Kalkspat bestehenden Tuff bildet, vielleicht der letzte Zeuge eines schwachen, in die Culmzeit fallenden Vulkanausbruchs.

Den mächtigsten und ausgedehntesten Oberflächenerguß bildet der zu Ende der Devonzeit hervorgebrochene Diabas. der die Decke des Oberdevons bildet und daher von E. Kayser den Namen Deckdiabas erhalten hat. Im Laufe der Zeit hatte dieser Diabas schon manchen anderen Namen bekommen: Spilit, Diabasmandelstein, Kalkdiabas, Kalktrapp, Blatterstein, Aphanit, dichter Diabas. Melaphyr, basaltischer Grünstein[1], Hyperitwacke u. a. In der weiteren Umgebung von Dillenburg ist Deckdiabas das verbreitetste Gestein, viele Quadratkilometer werden von ihm eingenommen.

O b e r f l ä c h e n f o r m. Vor vielen anderen Diabasarten zeichnet sich der Deckdiabas durch seine wohlerhaltene Ober-

---

[1] Karl Koch, Paläozoische Schichten und Grünsteine in den Herzoglich Nassauischen Ämtern Dillenburg und Herborn. Wiesbaden 1858.

flächenform aus, die ihn zum Ergußgestein stempelt und die so sehr in die Augen fällt, daß er schon frühzeitig als ein Lavagestein erkannt worden ist. Sehr zutreffend hat sich darüber schon R. Ludwig[1] ausgesprochen:

„Die Hyperitwacke ist offenbar eine in mächtigen Decken angesammelte Lava, ähnlich dem so ausgedehnte Decken zusammensetzenden, sphärolithischen, olivinreichen Basalt des Vogelsberges. Sie entstand ohne Zweifel während mehrerer vulkanischer Eruptionen; es häuften sich Lavadecken über schon erkalteten an und schlossen zwischen sich Zersetzungsrückstände, dünne Schieferlager ein. Man findet namentlich bei den neu angelegten Wegen im Schelder Walde und im Dilltale öfter Wechsel von in Schollen abgesonderten Massen, der Art mit kugelförmig abgesonderten oder solchen, welche zusammengesetzt sind aus geflossenen Tropfen, Zapfen, Sphäroiden, gewundenen, abgerundeten Gestalten, wie man sie an den erkalteten Lavaströmen der noch tätigen Vulkane so oft sieht. Solche Ablagerungen erinnern in jeder Weise an die übereinander gehäuften Lavadecken des Ätna und Vesuv. — Das Gestein ist, wie sein Reichtum von Kalkspat bezeugt, auf Kosten seiner Hauptbestandteile, des Pyroxens und Labradors, umgewandelt. Werden die Carbonate durch schwache Säuren entfernt, so bleibt ein poröses Gebilde übrig, welches aus grünem, braunem und farblosem Kiesel und aus kieselsauren Salzen zusammengesetzt ist, die z. T. in Kugel- und Tropfengestalten nebeneinander liegen.

„Die übereinander gehäuften Lager der Hyperitwacke wechseln mit solchen von Hyperitmandelstein, Gabbro, Hypersthenfels, Olivin- und Serpentin-Hyperit und dem erzführenden Feldspatgestein ab, genau wie die olivinreichen, sphärolithischen Basalte des Vogelsbergs mit Dolerit, Trachydolerit, Nephelinit und schwarzem Basalt verbunden erscheinen.

„Der Grünsteintuff verhält sich zu dieser eruptiven Felsart wie der Basalttuff zum Basalte oder der Gabbro rosso des Monte Catini in Toscana zum dortigen Gabbro; er erscheint als ein durch die mit dem Lavenerguß verbundenen

[1] Geologische Spezialkarte des Großherzogtums Hessen, Sektion Gladenbach, bearbeitet von R. Ludwig. Darmstadt 1870. p. 34, 93, 96, 103 u. 106.

Explosionen gebildetes Trümmergestein, in welches außer der ausgeworfenen Lava auch noch mancherlei Teile durchbrochener Felsarten zufällig gelangten. — Die Hyperitwacke lagert über den jüngsten Sedimenten der Devonformation und wird vom Culm bedeckt."

Ein Blick auf unsere Tafel XIV [1] läßt diese charakteristische Oberflächenform deutlich erkennen. Bisweilen ist die Oberfläche mit dicht aneinander gedrängten, tauartigen Erhöhungen bedeckt (Tal der Tringensteiner Schelde), und dann der Fladenlava des Vesuv durchaus ähnlich, in der Regel besteht sie, wie unsere Tafel zeigt, aus dicken Wulsten, aus denen große und kleine, mit dem Gestein fest verwachsene Kugeln hervorragen. Ihr Durchmesser beträgt bis über 50 cm, sie sind dicht nebeneinander gepackt, durch kurzen dicken Hals mit dem Gestein verwachsen, ihre freie Seite ist verhältnismäßig glatt. Ihr Inneres ist von radialen, von der Mitte nach außen verlaufenden Rissen durchzogen, die oft von Kalkspat ausgefüllt sind, wodurch die Speichenstruktur besonders deutlich hervortritt (Taf. XVI Fig. 1).

Der früher [2] von mir beschriebene Diabas mit geflossener Oberfläche von Quotshausen besitzt noch viel feinere Oberflächenformen (Taf. XV Fig. 1), ist aber kein Deckdiabas, enthält auch keinen Olivin, gleicht vielmehr nach seinem Mineralbestand einem intrusiven Diabas, von dem er sich nur durch seine Oberflächenform unterscheidet. Andere Diabase dagegen von mitteldevonischem Alter sind dem Deckdiabas in jeder Beziehung so ähnlich, daß man sie als gleichartige Deckenergüsse ansehen kann, auch wenn ihnen die Oberflächenformen fehlen. In den Sitzungsberichten der Preußischen Akademie habe ich eine kurze Übersicht über die verschiedenen Arten von Diabas [3] gegeben, die folgenden Zeilen gelten vorzugsweise dem Deckdiabas.

---

[1] Die Photographien habe ich schon im Jahre 1902 mit Herrn Dr. Heineck zusammen aufgenommen. Durch Überbürdung mit Amtsgeschäften und Wechsel der Universität hat sich die Ausarbeitung hinausgeschoben.

[2] Mineralien und Gesteine aus dem hessischen Hinterland. II. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1889. p. 491.

[3] Die zur Diabasgruppe gehörenden Gesteine des rheinischen Schiefergebirges. Sitz.-Ber. d. k. preuß. Akad. d. Wiss. 1905. **30**. 630.

Glasige Rinde. Wie aus der Form der Oberfläche, so erkennen wir auch aus ihrer glasigen Beschaffenheit, daß das Gestein ein Lavagestein ist. Die glasige Rinde ist bisweilen noch recht gut erhalten (Schwerspatgrube unfern Burg bei Herborn), öfters erst unter dem Mikroskop wahrzunehmen, oft auch völlig verschwunden. An einzelnen Orten folgt auf das Glas erst eine Zone von Variolit (Homertshausen, Nikolausstollen und Rinkenbach bei Oberscheld), meist aber nimmt die Glasmasse von der Oberfläche nach dem Inneren hin allmählich ab. Ich habe solches Diabasglas, Variolit und Deckdiabas schon früher beschrieben[1] und ergänze hier nur das früher Gesagte unter Mitteilung von photographischen Bildern und neuen Analysen und erweitere es durch Bemerkungen über gleichalterige Bomben.

Die Oberfläche des Diabases aus der Schwerspatgrube bei Burg ist grün und rein glasig, nur hier und da erkennt man an dem Umriß einen ehemaligen Olivinkristall, der jetzt völlig serpentinisiert ist und die gleiche Farbe wie das Glas angenommen hat, so daß er sich nur schwach von dem Glase abhebt. Weiter nach innen stellen sich feinste, dunkle Körnchen ein, die an Menge zunehmen und das Glas durchstäuben, dazu gesellen sich feinste Leisten, die Anfangsstadien des Feldspats. Die Körnchen häufen sich um sie herum besonders an, so daß von dem Feldspat selbst kaum etwas zu sehen ist (Taf. XVI Fig. 2); in ihrer Anordnung tritt unverkennbar Fluidalstruktur hervor. In weiterer Entwicklung werden die Feldspatleistchen breiter und länger, gabeln sich an den Enden, werden besenartig (so wie in Fig. 1 u. 2 auf Taf. XX), die Zerteilung verliert sich wieder mehr und der Feldspat nimmt die regelmäßige Leistenform an. Olivin nimmt dicht unter der dünnen Glasrinde an Menge erheblich zu und ist hier vollständig in Kalkspat umgewandelt, nach einem Olivin mit frischer Substanz wird man im Deckdiabas überhaupt vergeblich suchen, seine Substanz ist durch kohlensauren Kalk verdrängt, nur der meist scharfe Umriß seiner Kristalle und die Einschlüsse von Picotit haben sich erhalten. Augit tritt

[1] R. Brauns, Diabasglas und Variolit als randliche Ausbildungsform zweier übereinander geflossener Diabasströme von Homertshausen. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1889. p. 502.

hier, wie überhaupt im Deckdiabas erst weiter von der Oberfläche entfernt auf, schmal leistenförmig, zerfasert, mit braunvioletten Farben; Olivin nimmt an Menge ab in dem Maße, wie Augit zunimmt.

Die glasige Rinde des Diabases von Homertshausen ist besonders reich an kugelförmigen Ausscheidungen und Differenzierungen, von den kleinsten Tröpfchen bis zu Kugeln von 0,5 mm Durchmesser. Die Kugeln liegen bald isoliert (Taf. XVII Fig. 1), bald dicht gedrängt (Taf. XVIII), sind im ersten Fall durch radial angeordnete kleinste Körnchen stark pigmentiert, im andern Fall heller, indem die Pigmentkörperchen mehr zwischen die Kugeln gedrängt sind. Diese Kugeln zeigen, soweit sie das Licht hindurchlassen, im parallelen polarisierten Licht das orthogonale schwarze Kreuz (Taf. XVIII Fig. 1 und dasselbe im polarisierten Licht in Fig. 2); die größte optische Elastizitätsachse liegt in ihnen radial. Im gewöhnlichen Licht ist keine Andeutung von radialfaseriger Beschaffenheit zu bemerken. Die ersteren (Taf. XVII Fig. 1) sind oder enthalten hauptsächlich Ausscheidungen aus dem Glas und ich sehe in ihnen die Anfangsstadien der Variolitbildung, die andern sind Teile der Glasmasse selbst. In beiden Arten ist das Glas wieder reich an großen, völlig in Kalkspat umgewandelten Olivinkristallen; dies zeigt uns Fig. 2 auf Taf. XVII, welche aus demselben Schliff wie die Figuren der Taf. XVIII entnommen ist.

Dicht unter der glasigen Rinde entwickelt sich nach dem Olivin auch hier, wie wohl in jedem Deckdiabas, zuerst Feldspat in kleinen, an beiden Enden besenartig verzweigten Leisten, um die sich herum, besonders aber an den Enden, die dunklen Pigmentkörnchen angehäuft haben, oft so, daß das Glas frei davon ist. Magneteisen ist in diesem Stadium noch nicht zu erkennen. Bei weiterer Entwicklung werden die Feldspatleisten breiter, durchsichtig, die Pigmentkörnchen sind schwarz, an den Enden der Leisten besonders angehäuft, offenbar durch den vorwärtswachsenden Feldspat zusammengeschoben. Auch das Glas ist mit ihnen angefüllt, es sind kleinste Bildungen von Magneteisen, das weiter nach dem Inneren zu größer und deutlicher wird und oft in sehr zierlichen Wachstumsformen auftritt.

Variolit. An einzelnen Orten, besonders gut bei Homertshausen und an der Landstraße am Nikolausstollen oberhalb Oberscheld, findet man dicht unter der Oberfläche des Diabases eine aufgelockerte Zone, die aus erbsengroßen braunen Kugeln und einer ebenso braunen Zwischenmasse besteht, Diabasvariolit. Der Verband ist so locker, daß man wohl ein handgroßes Stück, aber kein Handstück herauslösen kann. Die Herausbildung der Kugeln dürfte auf die Ausbildung des Feldspats zurückzuführen sein. Von der Mitte, die oft von einem Olivinkristall eingenommen wird, strahlt der Feldspat, sich vielfach verzweigend, nach allen Richtungen aus, um am Rande der Kugeln, der sehr glasreich ist, sich zu verlieren. Die mikroskopische Beschaffenheit von Variolit habe ich früher beschrieben und kann hier darauf verweisen, auch das Studieren neuer Dünnschliffe hat nichts wesentlich Neues ergeben; zur photographischen Widergabe sind sie wenig geeignet, da sie zu trüb sind und der Feldspat, weil er völlig verwittert ist, sich von der Grundmasse nicht genügend abhebt. In der Zusammensetzung, die weiter unten angegeben wird, stimmt Variolit mit Deckdiabas überein.

Das Innere von Deckdiabas. Entfernt von der ursprünglichen Oberfläche tritt die Glasmasse stark zurück, von variolitischer Ausbildung zeigt sich keine Spur, grobsäulenförmige Absonderung kommt vor (Bahnstrecke oberhalb Oberscheld), ist aber selten, das Gestein ist meist recht kompakt, oft aber reich an runden Kalkspatkörnern und Einschlüssen von Kalkstein. Auf diese kommen wir später noch zu sprechen und lassen es hier unentschieden, ob die Körner primäre Einschlüsse seien und das Gestein durch deren Herauswitterung blasig geworden sei oder ob das Gestein ursprünglich blasig war und es durch Infiltration von kohlensaurem Kalk mandelsteinartig geworden sei.

Im frischesten Zustande ist das Gestein graugrün und enthält mehr Eisenoxydul als Oxyd, bei der Verwitterung wird es braun und der Gehalt an Eisenoxyd übersteigt ganz erheblich den an Oxydul. Die ursprünglichen Gemengteile waren Olivin, Augit, Feldspat, Magnet- und Titaneisen, sie sind aber auch im scheinbar frischesten Gestein stark verändert, indem ihre Substanz durch kohlensauren Kalk mehr

oder weniger weitgehend verdrängt ist. Olivin ist, wie in der glasigen Rinde, so in der ganzen Gesteinsmasse verschwunden und seine Form ist von Kalkspat ausgefüllt, wozu häufig, besonders in der Nähe der glasigen Rinde, noch Eisenoxyd tritt; in Serpentin ist der Olivin nur selten umgewandelt und wo dies einmal der Fall ist, erstreckt sich die Serpentinisierung nur auf einzelne Kristalle oder Teile solcher, die Umwandlung in kohlensauren Kalk ist für den Olivin des Deckdiabases in der Dillenburger Gegend geradezu charakteristisch. Die Feldspatleisten sind von Kalkspatkörnchen ganz durchspickt, am frischesten hat sich Augit und Magneteisen erhalten. Der Gehalt an kohlensaurem Kalk steigt bis über 13 %, ohne daß er dem Auge besonders auffiele. Offenbar hat er den Silikaten gegenüber eine Massenwirkung entfaltet, wobei es dahingestellt sein mag, ob dies unmittelbar nach der Eruption oder erst später und allmählich geschehen sei.

Einschlüsse. Unter den Einschlüssen fallen besonders solche von Kalkstein durch ihre Menge und Größe auf; an manchen Orten sind sie so massenhaft vorhanden, daß sie den Diabas fast an Masse übertreffen (oberer Teil des Medenbachtales zwischen Medenbach und Langenaubach), dabei sind sie so wenig verändert, daß Farbe und Versteinerungen noch erhalten sind und der Kalkstein hiernach als Iberger Kalk bestimmt werden kann. Größere Stücke sind zersprungen, Diabas ist in die Sprünge eingedrungen und hat die Fragmente wieder verkittet derart, daß ein Handstück den Eindruck erwecken kann, als ob Kalkstein gangförmig von Diabas durchsetzt sei, während in Wirklichkeit Einschlüsse von Kalkstein in Diabas vorliegen. Kleinere Einschlüsse sind an ihrem Rande kristallinisch geworden und von den kleinsten Kalkspatkörnern, die durch die ganze Masse des Deckdiabases zerstreut sind, läßt sich nicht ohne weiteres sagen, ob es Einschlüsse oder Infiltrationen seien; daß sich kohlensaurer Kalk innerhalb des Gesteins in Lösung befunden hat und daraus auskristallisiert ist, beweist mit Sicherheit die Tatsache, daß die Olivinsubstanz durch kohlensauren Kalk verdrängt ist; es können daher auch vorhandene Blasenräume durch ihn ausgefüllt worden sein.

Außer Einschlüssen von Kalkstein treten solche von Cypridinenschiefer in Deckdiabas auf, meistens so, daß größere und kleinere Schollen in die Oberfläche eingeknetet sind. In der Regel haben sie die rote Farbe des Cypridinenschiefers bewahrt, bisweilen sind sie fleckig wie dieser, besondere Kontakterscheinungen sind selten. Sie äußern sich darin, daß das Gestein etwas kompakter und fester wird, die Farbe in bräunlichgelb übergeht und die Flecken sich schärfer umschrieben von der anderen Masse abheben, so daß solche Stücke bisweilen mit Variolit eine entfernte Ähnlichkeit haben. Unter dem Mikroskop erkennt man, daß das Gestein an den hellen Flecken aus dicht gedrängten, kleinen Quarzkörnchen besteht, während die Hauptmasse neben Quarzkörnchen feinste Fäserchen eines unbestimmbaren Minerals enthält, das am ersten für Epidot gehalten werden könnte. Derartiger umgewandelter, fleckiger Cypridinenschiefer kommt in Deckdiabas und dessen unmittelbarer Nähe bei Hohensolms vor, wo ihn Herr Professor KAYSER vor einigen Jahren zuerst gefunden hat.

Neubildungen in Deckdiabas. Auf Spalten und Fugen haben sich bisweilen Mineralien angesiedelt, die ausnahmslos als Neubildungen betrachtet werden dürften. In der Reihenfolge ihrer Häufigkeit sind es: Kalkspat, Epidot, Prehnit, Albit, Quarz, Analcim und Laumontit. Der Kalkspat ist derb, spätig, weiß oder rötlich und bisweilen in recht beträchtlichen Mengen vorhanden (Königsberg bei Hohensolms). Der Epidot bildet kleine, bisweilen schon mit bloßem Auge erkennbare Kriställchen, die entweder direkt auf Deckdiabas aufgewachsen oder mit Kalkspat verwachsen sind. U. d. M. erkennt man, daß ein an Epidot reiches Stück immer ein Gemenge von Epidot mit Quarz und Kalkspat ist, zu dem bisweilen noch chloritische Substanz hinzutritt und in dem Kalkspat nie, Epidot selten, Quarz häufig regelmäßige Umgrenzung besitzt. Die übrigen Mineralien habe ich früher als Neubildungen eines anderen Diabases beschrieben[1]; sie bieten hier nichts Neues, nur habe ich sie in Deckdiabas nie so gut ausgebildet gefunden wie seinerzeit in dem Diabas von Friedensdorf. Edelopal, den Bergmeister LÖCKE auf der

[1] Dies. Jahrb. 1892. II. 1.

rechten Seite des Irrschelde-Tales nordöstlich von Oberscheld in einer durch Wegebau frei gelegten Diabaswand in Nestern mit Roteisenstein, Quarz und Jaspopal gefunden hat[1], habe ich nicht von dort kennen gelernt.

Die chemische Zusammensetzung von Deckdiabas. Von Variolit liegt eine Analyse bisher nicht vor, auch von Deckdiabas selbst ist mir keine bekannt geworden. Diese Lücke habe ich ausgefüllt und führe der Vollständigkeit halber noch einmal die Zusammensetzung des Diabasglases von Homertshausen an, die ich früher ermittelt und mitgeteilt habe. Die neuen Analysen sind, wie früher die von Pikrit, von der Großherzoglichen chemischen Prüfungsstation in Darmstadt ausgeführt worden. In der ersten Vertikalreihe steht die prozentische Zusammensetzung, wie sie sich aus der Analyse ergibt. In der zweiten Reihe die auf 100 berechnete Zusammensetzung, nachdem alles Fe_2O_3 auf FeO berechnet und der dem gefundenen Gehalt von CO_2 entsprechende Gehalt von CaO abgezogen war; ebenso wurde für P_2O_5 die erforderliche Menge Ca, für SO_3 die für FeS_2 erforderliche Menge FeO abgezogen und die Werte auf wasserfreie Substanz berechnet. In der dritten Reihe sind für diese Werte die Molekularquotienten angeführt und hieraus ist die Zusammensetzung auf 100 berechnet und in der vierten Reihe angegeben. Aus diesen Werten ist in der Weise, wie es A. Osann angegeben hat, die Formel berechnet worden, wobei a, c und f auf 20 bezogen sind.

Das spez. Gew. der analysierten Diabase ist bei jedem angegeben, nur von No. 3 wurde es nicht bestimmt, weil das Gestein zu porös war.

1. Diabasglas von Homertshausen. Spez. Gew. = 2.56.

SiO_2	44,83	48,65	0,8108	53,87
Al_2O_3	13,47	14,61	0,1432	9,51
Fe_2O_3	11,79	—	—	—
FeO	4,49	16,40	0,1025	6,81
MgO	11,60	12,59	0,3147	20,91
CaO	4,79	5,21	0,0930	6,18
Na_2O	2,34	2,54	0,0410	2,72
H_2O	6,16	—	—	—
	99,47	100,00	1,5052	100,00

[1] Zeitschr. f. prakt. Geol. 1903. p. 303.

s = 53,87 A = 2,72 C = 6,18 F = 27,11
a = 1,51 c = 3,43 f = 15,06

$s_{53,9}$ $a_{1,5}$ $c_{3,5}$ f_{15}.

2. Variolit. Landstraße am Nikolausstollen oberhalb Oberscheld.
Spez. Gew. = 2,77.

SiO_2	41,79	47,40	0,7900	50,89
TiO_2	1,80	2,04	0,0255	1,64
Al_2O_3	16,29	18,48	0,1812	11,67
Fe_2O_3	9,92	—	—	—
FeO	3,25	13,81	0,1918	12,36
MgO	6,55	7,43	0,1857	11,96
CaO	7,97	7,78	0,1389	8,95
K_2O	1,63	1,86	0,0194	1,25
Na_2O	1,06	1,20	0,0198	1,28
P_2O_5	0,74	—	—	—
SO_3	0,22	—	—	—
H_2O	5,07	—	—	—
Feuchtigkeit	4,08	—	—	—
CO_2	0,18	—	—	—
	100,55	100,00	1,5523	100,00

s = 52,53 A = 2,53 C = 9,04 F = 24,23 n = 5
a = 1,5 c = 5 f = 13,5

$s_{52,5}$ $a_{1,5}$ c_5 $f_{13,5}$.

3. Deckdiabas von der Oberfläche eines Wulstes. Lavastrom am Bahnhof Niederscheld.

SiO_2	44,05	50,08	0,8347	53,57
TiO_2	1,36	1,55	0,0194	1,25
Al_2O_3	13,97	15,88	0,1557	9,98
Fe_2O_3	9,08	—	—	—
FeO	4,36	14,24	0,1978	12,70
MgO	4,91	5,58	0,1395	8,95
CaO	11,64	7,65	0,1366	8,77
K_2O	1,06	1,21	0,0129	0,83
Na_2O	3,35	3,81	0,0615	3,95
P_2O_5	0,00	—	—	—
SO_3	0,19	—	—	—
H_2O	1,80	—	—	—
Feuchtigkeit	0,95	—	—	—
CO_2	3,85	—	—	—
	100,57	100,00	1,5581	100,00

s = 54,82 A = 4,78 C = 5,20 F = 25,22 n = 8,26
a = 2,7 c = 3,0 f = 14,3

$s_{54,8}$ a_3 c_3 f_{14}.

4. Deckdiabas, inneres, scheinbar frisch. Waldweg im Tal der Tringensteiner Schelde, 339 Meßtischblatt Oberscheld. Spez. Gew. = 2,80.

SiO_2	42,15	51,94	0,8657	56,54
TiO_2	1,88	2,32	0,0290	1,89
Al_2O_3	14,04	17,30	0,1696	11,08
Fe_2O_3	2,94	—	—	—
FeO	11,09	16,68	0,2317	15,13
MgO	4,28	5,27	0,1317	8,60
CaO	10,39	3,55	0,0634	4,15
K_2O	0,58	0,71	0,0077	0,50
Na_2O	1,50	1,85	0,0298	1,94
P_2O_5	0,31	0,38	0,0027	0,17
SO_3	0,54	—	—	—
H_2O	3,09	—	—	—
Feuchtigkeit .	0,85	—	—	—
CO_2	5,89	—	—	—
	99,53	100,00	1,5313	100,00

s = 58,43 A = 2,44 C = 4,15 + 4,94 F = 23,73 (— 4,94)
a = 1,5 c = 6 f = 12,5 n = 8
a = 1,5 c = 2,74 f = 15,65 (bei Vernachlässigung der überschüssigen Al_2O_3).

$s_{58,4}\ a_{1,5}\ c_3\ f_{15,5}$.

Die Analysen zeigen unter sich recht beträchtliche Abweichungen, die wenigstens bei 2—4 nicht auf abweichende Methoden oder Fehler in der Bestimmung zurückzuführen sind, da diese nach gleicher Methode und von bewährten Analytikern ausgeführt sind, die Abweichungen liegen vielmehr in der wechselnden Zusammensetzung des Gesteins selbst.

Das wechselnde Verhältnis von $FeO : Fe_2O_3$ erklärt sich leicht aus der verschiedenen Oxydation des Gesteins, der Gehalt an FeO ist am höchsten in dem graugrünen Diabas (4), der aus dem Innern einer frisch aufgeschlossenen Decke stammt, am geringsten im Variolit, der durch sein Gefüge den Atmosphärilien die größte Oberfläche bietet. Ein Deckdiabas, der aus der nächsten Nähe von Diabas 4 stammt (gegenüber Zentrum bei Oberscheld im Tal der Tringensteiner Schelde), enthielt in einer Probe, die einem speichenförmigen Oberflächenteil entnommen war, 45,91 SiO_2, 4,51 Fe_2O_3 und 4,00 FeO, ein anderer scheinbar recht frischer Deckdiabas aus dem Innern eines neuen Aufschlusses (Waldweg gegenüber dem Ferdinandsstollen oberhalb Oberscheld) enthielt 44,64 SiO_2,

$6{,}23\ Fe_2O_3$ und $1{,}80\ FeO$. Ob der Wechsel im Gesamtgehalt an Eisenoxyden und damit an Magnesia primär sei. läßt sich kaum entscheiden, bisweilen erscheint Deckdiabas lokal so reich an Eisenoxyd, daß man eine spätere Einwanderung annehmen möchte.

Für den scheinbar frischen, aber mit kohlensaurem Kalk völlig imprägnierten, $5{,}89\ CO_2$ (= $13{,}40\ CaCO_3$) enthaltenden Deckdiabas 4 ergibt die Berechnung einen Überschuß an Al_2O_3. Er ist in der oberen Formel als $(Mg, Fe)Al_2O_4$ mit C vereinigt, in der unteren vernachlässigt worden. Unter Berücksichtigung der unteren Formel erhält man als Mittel für Deckdiabas 1—4:

$$s_{55}\ a_2\ c_{3,5}\ f_{14,5}.$$

Läßt man Diabas 4 unberücksichtigt, so erhält man als Mittel von 1—3:

Deckdiabas: $s_{53,7}\ a_2\ c_4\ f_{14}$.

Durch ganz ähnliche Formeln wird, in der gleichen Weise berechnet, die Zusammensetzung der von Fr. Heineck (dies. Jahrb. Beil.-Bd. XVII. p. 137) analysierten Diabaslava von Eisemrot aus dem Mitteldevon und des gangförmig im Lenneschiefer auftretenden Diabases von Höllerhagen bei Wiblingwerde ausgedrückt, dessen Analyse P. Sichtermann[1] mitgeteilt hat; es ergibt sich für

Diabaslava von Eisemrot: $s_{53}\ a_2\ c_{4,5}\ f_{13,5}$

und für

Gangdiabas von Höllerhagen: $s_{58}\ a_2\ c_4\ f_{14}$.

Die Zusammensetzung beider, in Molekularquotienten ausgedrückt und auf 100 berechnet, ist:

	Diabaslava von Eisemrot	Gangdiabas von Höllerhagen
SiO_2	51,40	51,29
TiO_2	1,59	1,95
Al_2O_3	11,76	10,97
FeO	11,84	10,31
MgO	10,19	10,76
CaO	9,46	11,34
K_2O	0,92	3,38
Na_2O	2,84	

[1] P. Sichtermann, Diabasgänge im Flußgebiet der unteren Lenne und Volme. Dissertation. Gießen 1905.

Der oberdevonische intrusive, divergent-strahlige Diabas, ebenso wie der in diesem gangförmig auftretende Diabas, weichen in ihrer Zusammensetzung von der des Deckdiabas schon mehr ab, sie enthalten namentlich mehr Kieselsäure. Zum Vergleich habe ich aus den ebenfalls von Fr. Heineck ausgeführten Analysen die Zusammensetzung nach Molekularquotienten und daraus die Formel berechnet:

	Intrusiver Diabas von Hartenrod	Gangförmiger Diabas von Hartenrod
SiO_2	54,43	52,95
TiO_2	1,93	1,52
Al_2O_3	7,96	9,31
FeO	14,85	11,34
MnO	0,36	0,57
MgO	8,32	12,49
CaO	7,02	6,81
K_2O	0,77	0,87
Na_2O	4,36	4,14

Intrusiver Diabas: $s_{56,4}\ a_3\ c_{1,5}\ f_{15,5}$.

Gangförmiger Diabas: $s_{54,5}\ a_3\ c_2\ f_{15}$.

Unter den von A. Osann berechneten Diabasanalysen stimmt der Typus Halleberg, wozu der Hunnediabas gehört, mit der folgenden Typenformel:

Diabas, Typus Halleberg: $s_{56}\ a_{2,5}\ c_2\ f_{15,5}$

mit dem intrusiven Diabas von Hartenrod am meisten überein, während der Deckdiabas mit den Ätnalaven große Ähnlichkeit aufweist; die Typenformel ist für diese nach A. Osann

Basalt, Typus Ätna: $s_{54}\ a_{2,5}\ c_5\ f_{12,5}$.

So tritt in der chemischen Zusammensetzung die Ähnlichkeit von Diabas- und Basaltlava trotz der starken Umänderung, die Diabas erfahren hat, immer noch deutlich hervor; bestimmter freilich noch in dem ehemaligen Mineralbestand, in der Struktur und dem geologischen Vorkommen. Dem wechselnden Verhältnis von a : c darf wegen der starken Umänderung keine zu große Bedeutung zugeschrieben werden.

Von dem ebenfalls oberdevonischen intrusiven Diabas unterscheidet sich Deckdiabas u. a. durch den geringeren Gehalt an Kieselsäure und damit auch in dem Mineralbestand. Der intrusive Diabas enthält so gut wie nie Olivin, dagegen

bisweilen Quarz als primäre Ausscheidung, der Deckdiabas war reich an Olivin, es fehlt ihm aber völlig primärer Quarz.

Ein Vergleich mit der chemischen Zusammensetzung des mitteldevonischen intrusiven Diabases ist nicht möglich, da eine vollständige Analyse von diesem noch nicht vorliegt. Eine Übersicht über die chemischen Verhältnisse aller zur Diabasgruppe gehörenden Gesteine kann daher erst gegeben werden, wenn noch weitere Analysen ausgeführt sind.

Auswürflinge, Bomben und Schalsteine. Von den Auswürflingen, die zu Deckdiabas gehören, nehmen Haufwerke von solchen Bomben zuerst unsere Aufmerksamkeit in Anspruch, deren Material das gleiche ist wie das von Deckdiabas. Die besten Aufschlüsse finden sich an der Eisenhütte Niederscheld, im Steinbruch am Steinbeil oberhalb Oberscheld und da, wo der Weg von Oberscheld nach Eisemrot oder dem Georgsstollen die Bahn kreuzt. Ein Haufwerk von ebensolchen Bomben war durch den Bahnbau Gladenbach—Herborn am Tunnel bei Eisemrot aufgeschlossen und ist von Fr. Heineck (dies. Jahrb. Beil.-Bd. XVII. p. 145) beschrieben worden; es gehört dem Mitteldevon an, während die obengenannten zum Oberdevon gehören, war aber noch besser wie diese aufgeschlossen, da das Lager nicht überrollt und nicht verwischt war. Die Ähnlichkeit dieses ausgezeichneten Bombenhaufwerks mit jenen ist so groß, daß sie sofort in die Augen springt, die genauere Untersuchung hat diese Anschauung bestätigt.

Auf der Versammlung des Oberrheinischen geologischen Vereins in Marburg im Jahre 1899 hat E. Kayser unter Vorlage von Photographien diese Vorkommnisse besprochen und sie als mechanisch umgeformten, durch Druck zerquetschten und schieferig gewordenen Deckdiabas gedeutet, ich kann mich dieser Auffassung nicht anschließen.

Eine Art Schichtung zeigen diese Massen allerdings an einigen Stellen, besonders in dem Steinbruch am Steinbeil; sie ist dadurch bewirkt, daß feste Bänke mit dem lockeren Haufwerk abwechseln (Taf. XIX), ich vergleiche dies mit den Schlackenbergen bei Eich und Nickenich, wo ebenfalls in Schlackenhaufen feste Lavabänke auftreten. Da, wo diese Bänke fehlen, fehlt auch die Schichtung, in einer lockeren Masse liegen regellos größere und kleinere feste Stücke

(Taf. XV Fig. 2), nußgroß bis kopfgroß und darüber. Die Stücke sind rundlich, brechen freilich leicht in eckige Stücke auseinander, man kann aber leicht faustgroße, allseitig gerundete Stücke sammeln. Sie liegen so lose in der andern Masse, daß es sehr schwierig ist, ein großes Stück von dieser mit den Einlagerungen unversehrt nach Hause zu bringen. Jedes solches gerundete Stück ist von einer glasigen Rinde umgeben, die genau dieselbe Beschaffenheit zeigt wie die von Deckdiabas selbst. Ich habe Dünnschliffe von dem Rande, senkrecht zur Oberfläche und Durchschnitte durch kleine, ganze Stücke herstellen lassen, sie zeigen alle übereinstimmend dasselbe wie Schnitte aus der Rinde von Deckdiabas, sehr glasreiche Rinde, darin große in Kalkspat, Serpentin und Eisenoxyd umgewandelte Olivinkristalle, genau so wie sie Fig. 2 auf Taf. XVII aus der Rinde von Deckdiabas zeigt, kleinste, von Pigment umgebene Feldspatleisten (Taf. XX Fig. 1) und weiter nach innen, bei abnehmendem Glasgehalt, Feldspat in den schönsten besenförmigen Aggregatformen (Taf. XX Fig. 2). Die lockere Masse hat ganz andere Beschaffenheit, es ist ein Gemenge von Glasmasse und Kalkspatkörnern; die Glasmasse enthält umgewandelten Olivin, von Feldspat nur kleinste Leisten, die Ausscheidungen treten an Menge dem Glas gegenüber sehr zurück. Nach allem scheint es mir keinem Zweifel unterworfen, daß in den kompakten Stücken echte vulkanische Bomben, in der Zwischenmasse glasreiche Asche mit gleichzeitig ausgeworfenen Kalkkörnern vorliegen.

Die Bomben bezeichnen die Stelle eines heftigen vulkanischen Ausbruchs in der Zeit des Oberdevons; da, wo wir die mächtigen Bombenhaufwerke finden, nahe rings um Oberscheld, befand sich ein Zentrum der vulkanischen Ausbrüche, die zugleich mächtige und ausgedehnte Lavaströme mit heute noch wohl erhaltener Oberfläche geliefert haben. Die vulkanische Tätigkeit, die mit Ausgang der Devonzeit hier erlosch, fand zur Tertiärzeit im benachbarten Vogelsberg und Westerwald ihre Fortsetzung, und wie im Vogelsberg in postvulkanischer Zeit Eisenerze gebildet wurden, so auch in der Oberschelder Gegend, die heute das Zentrum des Eisenbergbaus im Dillenburger Gebiete ist.

Mit diesen Bomben nicht zu verwechseln sind kopfgroße Auswürflinge in dem oberdevonischen Schalstein der Gegend von Oberscheld und Bicken, auf die E. KAYSER[1] zuerst die Aufmerksamkeit gelenkt hat. Sie bestehen nicht aus Diabasmaterial, sind auch keine Tiefenausscheidungen, sondern Teile von verschiedenen, in der Tiefe anstehenden Gesteinen, die bei der Eruption mit an die Luft befördert sind und durch die Hitze des umgebenden Diabasmagmas Änderungen in ihrem Bestand erlitten haben. Der Diabas, der manchmal noch an den Auswürflingen hängt und mit ihnen verschmolzen ist, hat die Beschaffenheit von glasigem, stark pigmentiertem, olivinreichen Deckdiabas, in dem sich die Feldspatbildung in ihrem ersten Stadium befindet; der Olivin ist auch hier völlig umgewandelt.

Einer der Auswürflinge hat ein spez. Gew. von 2,67 und besteht vorwiegend aus feinkörnigem Quarz; zwischen den Körnern treten viele kleine, einfach brechende, im Dünnschliff kreisrunde, grünliche Partien auf, offenbar Glas, das durch Einschmelzen eines andern Materials entstanden ist; sie liegen in einer bräunlichen, fleckig polarisierenden Masse, die ich ebenfalls für Glas halten möchte, das von kohlensaurem Kalk und Eisenhydroxyd durchtränkt ist. Der Gehalt an Kohlensäure beträgt 4,77 %, was einem Gehalt von 10,85 % an kohlensaurem Kalk entspricht. Von diesen Imprägnationen abgesehen hat der Dünnschliff große Ähnlichkeit mit verglastem Sandstein aus dem Basalt von Roßberg bei Darmstadt. Der Olivin des außen anhängenden und fest angeschmolzenen Deckdiabas ist hier in Serpentin und Quarz umgewandelt.

Andere Bomben, und wie es scheint gehören die meisten zu diesen, bestehen in der Hauptsache aus Kalkspatkörnern, ihr spez. Gew. wurde zu 2,78 bestimmt; ihr Gehalt an Kohlensäure wurde an einer der Rinde entnommenen Probe im Mittel zu 25,7 % gefunden, der Gehalt an kohlensaurem Kalk beträgt demnach 58,6 %. Zwischen den Körnern sieht man im Mikroskop Eisenoxyd, Serpentin und Quarz. Dazu tritt ein Mineral, das mit brauner Farbe durchsichtig und

---

[1] Vulkanische Bomben aus nassauischem Schalstein. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1896. p. 217.

einfachbrechend, dabei ganz unregelmäßig lappig begrenzt ist und vielleicht zur Spinellgruppe gehört, einen Chromgehalt konnte ich aber nicht nachweisen, es könnte auch so etwas wie Magnoferrit vorliegen; dieses und Quarz treten an Menge sehr zurück, Kalkspat, Serpentin und darauf Eisenoxyd fallen am meisten in die Augen. Von diesen im Kalk eingewachsenen Mineralien ist Serpentin zuerst dagewesen, auf geraden Rissen und unregelmäßigen Sprüngen ist kohlensaurer Kalk eingewandert und hat den Serpentin mehr und mehr verdrängt, darauf ist Eisenoxyd gefolgt und hat den Kalkspat imprägniert, derselbe Vorgang, der sich an dem Olivin des Deckdiabases überall verfolgen läßt. Aber welches Mineral war vor dem Serpentin da und ist in diesen umgewandelt? Diese Frage kann ich noch nicht beantworten, ein Magnesiasilikat ist es gewiß gewesen. Umrisse, aus der man die Form erschließen könnte, sieht man nicht, wohl aber werden einzelne Körner von vielen, geradlinig verlaufenden Rissen durchzogen; auf diesen ist Kalkspat eingedrungen und hat das Korn in ein System schmaler, geradlinig begrenzter Lamellen zerteilt; jede dieser Serpentinlamellen besitzt gerade Auslöschung, und die kleinste Elastizitätsachse geht den Rissen parallel. Ich würde am ersten an Biotit als ursprüngliches Mineral denken. Genauere Untersuchung dieser Auswürflinge wäre erforderlich, mir fehlt vorläufig hier das Material; das, was ich früher gesammelt hatte, befindet sich in Gießen. Außer in der Umgebung von Oberscheld und Bicken habe ich ebensolche Auswürflinge in Schalstein bei Hütte auf Blatt Gladenbach gefunden.

An andern Stellen sind echte Diabasbomben, wie die vorher beschriebenen, in festen Tuff eingebettet, der Tuff überwiegt an Menge die Bomben, das Gestein bildet den Übergang zu eigentlichem Schalstein. Ein solcher an Bomben reicher und frischer Schalstein wurde aus der Grube „Alte Hoffnung“ zwischen Haiger und Langenaubach gefördert, als diese vor wenigen Jahren wieder aufgetan wurde. Die Diabasbomben darin erreichen gut Kopfgröße und stimmen petrographisch mit Deckdiabas sehr nahe überein, ob sie aber mit diesem gleichalterig sind oder zu einem älteren gleichartigen Diabas gehören, wie die vom Tunneleinschnitt bei Eisemrot, kann ich nicht entscheiden. Der feste Tuff besteht aus einem

so innigen Gemenge von Diabasmaterial und Kalkspatkörnern, daß ich annehmen muß, daß beide gleichzeitig ausgeblasen und niedergefallen sind. Das Diabasmaterial ist hier verhältnismäßig recht frisch, sehr glasreich, die Glasfetzen sind in feinste Spitzen ausgezogen und rings von Kalkspat umgeben. Der Tuff stimmt so sehr mit dem von Heineck beschriebenen bombenführenden Tuff aus dem Tunneleinschnitt bei Eisemrot überein, daß ich hier auf dessen Beschreibung verweisen kann.

Der bombenfreie Diabastuff ist der bekannte Schalstein; seine Bestandteile und ihr Mengenverhältnis sind lokal verschieden und großem Wechsel unterworfen, ihr Erhaltungszustand ist meistens für mikroskopische Untersuchung wenig günstig; sie enthalten außer Diabasmaterial und Kalkspat vielfach Bruchstücke anderer Sedimente von weit über Faustgröße bis herunter zu mikroskopischer Kleinheit, namentlich Tonschiefer, Quarzkörner und so fein verriebene Massen, daß sich deren Natur nicht mehr feststellen läßt, und der Schalstein erscheint bald wie eine grobe Breccie, bald wie ein sandiger Tonschiefer, in dem man erst mit dem Mikroskop Diabasmaterial erkennt; im letzteren Fall ist er deutlich geschichtet, in anderen Fällen ist von Schichtung kaum etwas zu erkennen. Organische Reste, die aus den eingestreuten Sedimenten, besonders dem Kalkstein, stammen dürften, sind nicht so sehr häufig, bisweilen erkennt man solche erst u. d. M. als fein perforierte Bruchstücke, die an Korallen erinnern. Lokal dagegen sind versteinerungsführende Kalkblöcke im Schalstein in außerordentlicher Masse vorhanden[1].

Das Diabasmaterial des Schalsteins ist sehr glasreich und stimmt mit dem in dem bombenführenden Schalstein durchaus überein. Da der Deckdiabas mit einem mitteldevonischen Stromdiabas sehr weitgehende Ähnlichkeit besitzt und sich diese auch auf das Diabasmaterial der begleitenden Schalsteine erstreckt, so ist eine mikroskopische Unterscheidung des älteren und jüngeren Schalsteins auf Grund des Diabasmaterials kaum möglich. Schalstein, der größere, allerdings immer völlig verwitterte Feldspatkristalle enthält,

[1] Vergl. Fr. Drevermann, Die Fauna der oberdevonischen Tuffbreccie von Langenaubach bei Haiger. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanstalt f. 1900. p. 102.

dürfte immer älterer Schalstein sein, da im Deckdiabas solch große Feldspatausscheidungen nicht vorkommen, wohl aber in älterem, durch Augit und Feldspat porphyrischem Diabasporphyrit.

Beziehungen zwischen Deckdiabas, Schalstein und Eisenerzlagern. Es ist seit langem bekannt, daß in der Dillenburger Gegend die Roteisensteinlager mit Schalstein in Verbindung stehen, und man nimmt meist an, daß das Eisenerz aus dem Schalstein ausgelaugt und konzentriert sei; es müßte dann jünger sein als dieser. Von Lotz [1] sind aber besonders aus der Grube Königszug bei Oberscheld Beobachtungen mitgeteilt worden, die mit dieser Annahme nicht in Einklang stehen. Ich habe mit Herrn Dr. Lotz die Grube befahren und kann seiner Anschauung nur beipflichten. Die abbaufähigen Roteisensteinlager treten in der Dillenburger Gegend entweder zwischen Schalstein und Cypridinenschiefer oder zwischen Schalstein und Deckdiabas auf, gehören aber nach den Aufnahmen von Lotz dem gleichen Horizont an. Er gibt dafür folgendes Profil:

Profil des höheren Devon

	zwischen Donsbach und Haiger:	bei Oberscheld:	
Oberdevon	Deckdiabas.	Deckdiabas.	Oberdevon
	Cypridinenschiefer mit eingelagerten grobkörnigen Diabasen und Sandsteinbänken.	Unterer Clymenienkalk, nur örtlich.	
	Plattiger Kalk nach oben mit Schieferzwischenlagen.	Adorferkalk, an einzelnen Punkten noch in Eisenstein umgewandelt.	
	Roteisenstein.	Roteisenstein.	
Mitteldevon	Schalstein mit Diabasmandelsteinlaven.	Schalstein.	Mitteldevon
	Wissenbacher Schiefer mit Einlagerungen von quarzitischen Sandsteinen und Diabasporphyriten.	Wissenbacher Schiefer (hier nicht zu beobachten).	

Schalstein tritt auch über dem Eisensteinlager auf und die zuerst beschriebenen Bombenhaufwerke gehören ebenfalls dem oberen Oberdevon an.

Ausschlaggebend für die Entstehungszeit des Roteisensteins ist nun der Umstand, daß er in Kontakt mit Deck-

[1] Lotz, Die Dillenburger Rot- und Magneteisenerze. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **54**. 1902. p. 139.

diabas in Magneteisen umgewandelt ist; diese Umwandlung ist so tiefgreifend, daß in Grube Königszug jährlich über 1000 t Magneteisen gewonnen werden. Magmatische Ausscheidung kann hier nicht vorliegen, weil das Magneteisen aus dem Roteisenstein hervorgegangen und dieser sicher sedimentär ist. Nach dem Satze tertium non datur wird man zur Annahme der Kontaktmetamorphose geführt. Dann aber muß der Roteisenstein bei Eruption des Deckdiabases schon vorhanden gewesen sein, die Annahme, daß er erst später durch Auslaugung aus diesem und Schalstein entstanden sei, wird hinfällig. Man wird wohl annehmen können, daß schon zur Zeit des Mitteldevon nach der Eruption des mit Deckdiabas gleichartigen Diabases eisenhaltige Quellen hervorgebrochen seien, etwa ähnlich wie später im Gebiete des Vogelsbergs, welche den älteren Basalt zersetzt, selbst Eisen mit heraufgebracht und die großen Eisenerzlager bei Mücke[1] gebildet haben, daß aus diesen Eisenhydroxyd abgesetzt wurde, das später in Eisenoxyd sich umgewandelt hat; in Kontakt mit Deckdiabas ist dies teilweise zu Magneteisen geworden und die Umwandlung konnte wegen des guten Wärmeleitungsvermögens verhältnismäßige große Mengen ergreifen. Der Absatz der Eisenerze, und zwar als Eisenoxyd, wurde durch den anstehend verbreiteten und den in Schalstein massenhaft vorhandenen Kalkstein begünstigt, indem der kohlensaure Kalk die Fällung des Eisenoxyds bewirkte, während er selbst in Lösung ging und die Silikate des Schalsteins wie die des Deckdiabases durch seine Massenwirkung mehr oder weniger verdrängt hat.

Der Diabas aus dem Kontakt mit Magneteisen (von der 120 m-Sohle der Grube Königszug bei Oberscheld) ist ein echter Deckdiabas und zwar Oberfläche oder Unterfläche eines Stromes, er ist blasig, enthält blumigstrahligen Feldspat, große, in Serpentin und Kalkspat umgewandelte Olivinkristalle, reichlich Glasmasse und recht wenig Magneteisen. Der Kalkspat,

[1] Vergl. u. a. C. Chelius i. d. Zeitschr. f. prakt. Geologie. 1904. p. 53, 360 u. 401. Bei Mücke und Umgebung wurden im Jahre 1902 70000 t Brauneisenstein gewonnen. Ferner H. Münster, Die Brauneisenerzlagerstätten des Seen- und Ohmtales am Nordrand des Vogelsgebirges. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1905. p. 242..

welcher die Blasenräume und die Olivinkörper ausfüllt, ist frei von Eisenerz, kein Merkmal kann dafür geltend gemacht werden, daß in diesen Deckdiabas Eisen infiltriert oder daß solches aus ihm ausgelaugt sei; wenn er bei der Bildung des Eisenerzlagers überhaupt beteiligt war, so kann er nicht durch seinen Stoff, sondern nur durch seine hohe Temperatur gewirkt haben. Es stellt sich daher diese Metamorphose der durch Basalt bewirkten Umwandlung von Spateisenstein in Magneteisen [1] zur Seite.

Das Magneteisen von Grube Königszug ist schwarz, dicht, von Quarz, der auf feinen Spalten deutlich erkannt werden kann, durchtränkt und durch diesen hart, so daß der Hammer einen glänzenden Strich, aber keinen Eindruck auf der glatten Bruchfläche erzeugt. Es wirkt schwach auf die Magnetnadel ein, während es vom Magneten kräftig angezogen wird. Nach dem Lager zu geht es in Roteisenstein über und beide Erze werden abgebaut.

Außer dem, wie wir annehmen, durch Kontaktmetamorphose entstandenen Magneteisen tritt in innigster Verbindung mit Deckdiabas anderes auf, von dem man nach seinem Vorkommen nicht recht entscheiden kann, ob es ebenso wie dieses entstanden oder etwa magmatische Ausscheidung sei. Während das kontaktmetamorphe Magneteisen hart und so dicht wie der benachbarte Roteisenstein ist, ist dies andere mehr körnig, bröckelig, von glänzenden Quetschflächen durchsetzt und tritt an Menge doch sehr zurück, genaueres läßt sich an dem einzigen Aufschluß (Westeingang von Dillenburg) nicht feststellen. U. d. M. erkennt man breitere Adern von grobfaseriger Serpentin- und Chloritsubstanz, in die Kalkspatkörner eingestreut sind, während das Erz ein feinkörniges Gemenge von Magneteisen und Quarz ist. Der Quarzgehalt spricht gegen magmatische Ausscheidung, es dürfte also hier eine Scholle von Roteisenstein vorliegen, die von Deckdiabas umschlossen und verändert worden ist.

Der Beginn der Dislokationen im rheinischen Schiefergebirge wird auf Grund der geologischen Beobachtungen in

[1] Vergl. K. Busz, Über die Umwandlung von Spateisenstein in Magneteisen durch Kontakt an Basalt. Centralbl. f. Min. etc. 1901. p. 489.

nachdevonische Zeit gelegt, der Faltungsprozeß hat vor Ablagerung des Rotliegenden sein Ende erreicht. In den gewaltigen Lavaergüssen der Devonzeit dürfte aber wohl ein Fingerzeig dafür enthalten sein, daß sich die Dislokationen schon in dieser Zeit wenigstens durch Spaltenbildungen vorbereitet haben, daß die Diabaslaven auf Spalten emporgedrungen sind, wie später der Basalt am Abbruch des rheinischen Schiefergebirges in der hessischen Senke. Oder wäre es möglich, daß für diese ausgedehnten Lavaströme der Weg durch explosionsartige Eruptionen gebahnt worden sei? Die Anhänger dieser Theorie könnten die Haufwerke von Bomben, die in dem Schalstein aufbewahrten Aschenmassen, die fein zerteilten Sedimente, besonders von Kalkstein, als Stützen dafür anführen. Aber solche Fragen lassen sich für junge und jüngste Vulkangebiete nur schwer beantworten, um wieviel schwerer erst für diese alten Lavamassen und Auswürflinge in einem Gebiet, das an Komplikation der Lagerungsverhältnisse von wenigen übertroffen wird.

Erklärung der Tafeln.

Tafel XIV.

Stromoberfläche von Deckdiabas. Bahnhof Niederscheld bei Dillenburg.

Tafel XV.

Fig. 1. Diabas mit geflossener Oberfläche. Quotshausen.
„ 2. Diabasbomben. Beilstein bei Oberscheld.

Tafel XVI.

Fig. 1. Deckdiabas. Kugeln der Stromoberfläche mit radialen Rissen. Bahnstrecke zwischen Dillenburg und Niederscheld.
„ 2. Glasige Rinde von Deckdiabas. Schwerspatgrube oberhalb Burg bei Herborn. Vergr. 60fach.

Tafel XVII.

Fig. 1. Glasige Rinde von Deckdiabas mit kugeligen Ausscheidungen. Homertshausen. Vergr. 60fach.
„ 2. Glasige Rinde von Deckdiabas mit in Kalkspat umgewandelten Olivinkristallen. Homertshausen. Vergr. 60fach.

Tafel XVIII.

Fig. 1. Glasige Rinde von Deckdiabas mit Pigmentkörnchen. Homertshausen. Vergr. 60fach.
" 2. Dasselbe in polarisiertem Licht.

Tafel XIX.

Diabasbomben mit festeren Bänken von Deckdiabas. Beilstein bei Oberscheld.

Tafel XX.

Fig. 1. Glasige Rinde einer Diabasbombe. Niederscheld. Vergr. 60fach.
" 2. Rinde einer Diabasbombe. Niederscheld. Vergr. 60fach.

Beiträge zur Kenntnis fester unipolarer Leiter.

Von

O. Weigel in Göttingen.

Mit 14 Figuren.

Einleitung.

Für feste Stoffe und Flüssigkeiten besteht nur noch eine scheinbare Abweichung vom Ohm'schen Gesetz [1], die unipolare Leitung. Zu den unipolaren Leitern gehören vor allem Bleiglanz, Silberglanz, Kupferglanz, Psilomelan, Schwefel und Selen. Für diese Körper ist der elektrische Leitungswiderstand abhängig von der Richtung, der Intensität, der Dauer und dem zeitlichen Verlauf des Stromes. Es ist bisher nicht gelungen die Ursachen der verwickelten Erscheinungen festzustellen.

1. Der erste, der sich genauer mit dem elektrischen Verhalten von Silbersulfid und Kupfersulfür beschäftigte, war Hittorf [2]. Die Substanzen wurden in Zylinderform gegossen, in eine Klemme mit Elektroden eingespannt und dann in einer Atmosphäre von Kohlensäure auf ihre Leitfähigkeit nach der Differentialmethode untersucht.

Die Kupfersulfürzylinder zeigten, wenn sie bei 110° vom Strome eines Grove'schen Elementes durchflossen wurden, an der Kathode eine drahtförmige Abscheidung von Kupfer, das sich aus dem Innern des Zylinders in Form von Haaren herausdrängte. Im Innern der Masse fand sich das Kupfer in Form von Blättchen. An der Anode trat der Schwefel nicht frei auf, sondern verband sich dort mit dem Sulfür zu Kupfersulfid. Der Widerstand eines Zylinders wurde verringert, wenn er vom Strome einige Zeit bei genügend hoher Temperatur durchflossen wurde. Dauerte der Stromdurchgang mehrere Stunden, so zeigte sich zuletzt meist weder ein Gegenstrom noch eine weitere Zersetzung. Kupfersulfürzylinder, die sich durch gute Leitfähigkeit auszeichneten, zeigten die besprochenen Erscheinungen nicht. Je schlechter

[1] E. Cohn, Wied. Ann. **21**. 1884. p. 646.
[2] Hittorf, Pogg. Ann. **84**. 1851. p. 1.

das Material leitete, desto besser war es zu den Versuchen geeignet.

Beim Silbersulfid beobachtete Hittorf schon bei gewöhnlicher Temperatur eine elektrolytische Zerlegung. Wurde ein Strom durch den Zylinder geleitet, so zeigte sich an der Kathode an der Stelle, wo die Elektrode anlag, ein schwacher Silberfleck. Diese Silberabscheidung hörte sehr schnell auf, da der Schwefel den Stromdurchgang hemmte. Mit der Zunahme der Temperatur nahm der Widerstand des Schwefelsilbers bedeutend ab; aber auch unter diesen Umständen wurde nur wenig Silber an der Kathode abgeschieden. Da der Strom in einem Voltameter eine beträchtliche Zersetzung bewirkt hatte, mußte er fast ganz metallisch geleitet sein. Dies Verhalten ließ nach Hittorf zwei Deutungen zu: Entweder das Silbersulfid wurde bei höherer Temperatur ein metallischer Leiter, oder es bildete sich eine Verbindung von Silber zwischen den Enden des Zylinders. Auf Grund des folgenden Versuchs kam er zu der Annahme der zweiten Deutung.

Er versah die Enden eines Silbersulfidzylinders mit Zinkelektroden und schickte bei einer Temperatur von 190° den Strom eines Grove'schen Elementes hindurch. Das eingeschaltete Galvanometer gab einen Ausschlag von fünf Skalenteilen, der bald auf Null herabsank. Wurde jetzt die Richtung des Stromes umgekehrt, so schlug die Galvanometernadel nach entgegengesetzter Richtung an die Hemmung und blieb dann bei 70° stehen. Eine halbe Stunde wurde der Strom durchgeleitet und schied während dieser Zeit 0,172 g Silber im Silbervoltameter ab. Das Silbersulfid zeigte nach Öffnen des Stromes nur eine Spur freien Silbers an den Enden. Hittorf gibt für dies Verhalten folgende Erklärung: „Während der kurzen Zeit, in welcher die zuerst abgeschiedenen Bestandteile dem entgegengesetzten Strome den Durchgang gestatten, bildet derselbe eine metallische Verbindung durch ausgeschiedenes Silber zwischen den beiden Enden. Sie muß außerordentlich dünn sein, da sie trotz der Kürze des Zylinders die Nadel nur um 60—70° ablenkt. Es darf uns daher nicht wundern, wenn dieser feine Faden oder diese feine Haut beim Erkalten, wo die Masse sich zusammenzieht, zerstört wird."

Um den Schwefel, der die Stromhemmung an der Anode bewirken sollte, zu entfernen, versah HITTORF das Silbersulfid an den Enden mit Elektroden aus Kupfersulfür, das mit dem austretenden Schwefel Kupfersulfid liefern mußte. Bei dieser Anordnung konnte den erwärmten Zylinder ein Strom durchlaufen, ohne gehemmt zu werden, und es gelang, Silber in etwas größerer Menge zur Abscheidung zu bringen; es bildeten sich einzelne Haare von Silber in der Nähe der Kathode. Doch wurde immer nur ein kleiner Teil des Stromes elektrolytisch geleitet, da eine metallische Verbindung zwischen den Zylinderenden entstand. Wurde der Strom während des Erkaltens unterhalten, so ging die Nadel leise zurück. Der Widerstand des Zylinders war auch bei gewöhnlicher Temperatur ein geringer.

Nur das Kupfersulfür war geeignet, den Widerstand an der Anode zu beseitigen, Metalle vermochten es nicht. Auch mit dem Silber schien sich der austretende Schwefel nicht zu verbinden, da der Widerstand eines Zylinders, der zwischen Silberelektroden eingeklemmt war, bei derselben Temperatur weit größer war, wenn ein stärkerer, als wenn ein schwächerer Strom verwandt wurde. In höheren Temperaturen hörte dieser Unterschied auf.

Am Schluß seiner Abhandlung teilt HITTORF noch das Resultat einer Untersuchung anderer Schwefelmetalle mit. Er fand metallisch leitend: PbS, Bi_2S_3, HgS, Hg_2S, CuS. FeS, NiS, CoS; der Widerstand von SnS_2 nahm bei Temperaturerhöhung ab, SnS leitete metallisch.

Ag_2Se und Cu_2Se verhielten sich ebenfalls wie metallische Leiter.

2. Am eingehendsten hat sich F. BRAUN[1] mit den Erscheinungen der unipolaren Leitung beschäftigt. Er untersuchte Psilomelan und zahlreiche Schwefelmetalle. Die wichtigsten seiner Beobachtungsresultate sind folgende:

1. Der Widerstand der unipolaren Leiter ist abhängig von Intensität, Dauer und Richtung des Stromes.
2. Bei einer bestimmten Intensität geht der Strom leichter in einer Richtung (I) durch den Körper als in der ent-

[1] BRAUN, POGG. Ann. **153**. 1874. p. 556; WIED. Ann. **1**. 1877. p. 95; **4**. 1878. p. 476; **19**. 1883. p. 340.

gegengesetzten (II). Bei einer höheren oder geringeren Intensität leitet der Körper in Richtung II besser als in I.

3. Ein durchgängiges Gesetz, etwa daß der Strom leichter von Spitze zur Fläche läuft oder umgekehrt, hat sich nicht gefunden.
4. Mit der Dauer des Stromes nimmt der Widerstand in der Regel ab.
5. Die Erscheinungen sind jedenfalls meist, wenn nicht immer, bedingt durch die Übergangsstelle an den Elektroden. An ihr findet sich ein mit der Stromstärke veränderlicher Widerstand.
6. Die anomalen Erscheinungen treten am leichtesten auf, wenn wenigstens eine Elektrode klein ist.
7. Bei sehr kleiner Stromintensität zeigt sich kein anomales Verhalten.
8. Der Öffnungsstrom eines Induktoriums geht leichter durch den Körper hindurch als der Schließungsstrom.
9. In der Regel ist der Widerstand für den konstanten Strom geringer, wenn gleichzeitig ein Wechselstrom den Körper durchläuft.
10. Stark oxydierte Metallflächen verhalten sich ähnlich wie Schwefelmetalle und Psilomelan.

Von Interesse ist noch die Mitteilung, daß Bleiglanz mit eingeschmolzenen Eisendrahtelektroden, wenn auch geringe, so doch sichere Unipolarität besaß. Jedoch schien geschmolzener Bleiglanz die anomalen Erscheinungen weniger leicht zu zeigen. Unter verschiedenen Proben von Bleiglanz fanden sich auch solche, die nicht unipolar leiteten.

3. Durch die Braun'schen Versuche wurde Dufet[1] veranlaßt, den Pyrit auf sein elektrisches Verhalten zu untersuchen. Ein Pyritwürfel wurde mit großen Quecksilberelektroden versehen und in Paraffin eingegossen. Sein elektrischer Widerstand erwies sich als unabhängig von Richtung, Dauer und Intensität des Stromes.

4. Adams und Day[2] beobachteten bei ihrer Untersuchung über die Lichtempfindlichkeit des Selens, daß der Strom

[1] Dufet, Compt. rend. **81**. 1875. p. 628.

[2] Adams und Day, Proc. Roy. Soc. London. **25**. 1877. p. 113.

durch eine Selenzelle den darauffolgenden Durchgang des Stromes in entgegengesetzter Richtung erleichterte, in derselben hemmte. Der Widerstand der Zelle nahm ab, wenn die Stromstärke gesteigert wurde.

5. Th. Du Moncel[1] untersuchte Bleiglanz, Silberglanz und Kupferglanz auf ihre elektrische Leitfähigkeit. Die Mineralien wurden in Form von dünnen aus Kristallen geschnittenen Platten zwischen Platinbleche geklemmt. Die Beobachtungen ergaben, daß alle drei Mineralien metallisch leiteten und keine Polarisationserscheinungen zeigten.

6. Die Beobachtungen von Adams und Day am Selen wurden fortgesetzt durch Sabine[2]. Seine Versuche ergaben, daß der Widerstand mancher Zellen in einer Richtung mit der Dauer des Stromes zunahm, in der anderen abnahm, solange der Strom schwach war. Oberhalb einer bestimmten Grenze für die Stromstärke nahm der Widerstand für jede Richtung ab. Sabine gibt als wahrscheinlichen Grund eine Polarisation an, die weniger ansteigt als der Batteriestrom, so daß, wenn der Strom schwach ist, die Polarisation verhältnismäßig stärker ist.

7. Die Braun'schen Versuche über unipolare Leitung wurden von H. Meyer[3] wiederholt. Die meisten der Braun'schen Beobachtungen wurden bestätigt, dagegen bestreitet Meyer, daß es auf den Widerstand einen Einfluß hat, wenn neben dem konstanten Strom ein Wechselstrom Psilomelan durchfließt. Unter zwei Psilomelanstücken von Ilmenau erwies sich eines als normal, ebenso ein derber Psilomelan aus Gießen. Auch eine Pyritplatte und ein Bleiglanzkristall zeigten keine unipolare Erscheinungen.

8. Die ersten zahlenmäßigen Angaben über Polarisationsströme am Selen, die auch schon von Adams und Day wahrgenommen wurden, stammen von Moser[4]. Bei Selenzellen aus zwei Kupferdrähten trat ein Polarisationsstrom von ca.

---

[1] Du Moncel, Ann. chim. et phys. **10**. 1877. p. 194, 459.

[2] Sabine, Phil. Mag. **15**. 1878. p. 401.

[3] H. Meyer, Über stationäre elektrische Strömung in leitenden Flächen und über den galvanischen Leitungswiderstand des Psilomelan. Inaug.-Diss. Göttingen 1880. — Derselbe, Wied. Ann. **19**. 1883. p. 70.

[4] Moser, Phil. Mag. **12**. 1881. p. 212.

$\frac{1}{1000}$ Volt auf; bei einer Zelle aus einer Kupferplatte und einer Zinkplatte erreichte die Polarisation den Wert von 0,4 Volt.

9. Die Angabe Hittorf's, daß Kupfersulfür und Silbersulfid elektrolytisch leiten, ist durch Bidwell[1] gestützt worden. Er verwandte die gefällten Sulfide als feste Elektrolyte in galvanischen Zellen, indem er sie zwischen eine Kupfer- und eine Silberplatte preßte. Das Element Kupfer | Kupfersulfür | Silber hatte weniger als 1 Ω Widerstand, lieferte aber keinen Strom; das Element Kupfer | Silbersulfid | Silber gab einen Strom von 30 Mikroampère mit der Richtung Kupfer ⟶ Silber. Eine Zelle, die nach dem Typus des Daniel-Elementes gebaut war, Silber | Silbersulfid, Kupfersulfür | Kupfer, lieferte einen Strom von 240 Mikroampère mit der Richtung Silber ⟶ Kupfer.

In einer späteren Arbeit[2] beschäftigte sich Bidwell mit der Frage, ob Kupferselenür ein Elektrolyt sei. Durch einen galvanischen Strom ließ es sich ohne weiteres nicht zerlegen; die Elektrolyse gelang nur, wenn feuchtes Papier die Elektroden von dem Selenür trennte, dann wurde beim Stromdurchgang rotes Selen auf dem Anodenpapier, Kupfer auf dem Kathodenpapier abgeschieden. Bidwell hielt es infolge dieser Beobachtung für wahrscheinlich, wenn auch nicht bewiesen, daß das Kupferselenür ein Elektrolyt sei.

Auch die Ursache der Polarisationsströme am Selen ist von Bidwell 1895 untersucht worden. Er wies nach, daß kristallines Selen porös ist und Wasser aus der Luft adsorbiert. Die Polarisation der Selenzellen rührt von dieser adsorbierten Feuchtigkeit her. Infolge dieses Wassergehaltes erscheint auch der Widerstand der Zellen viel geringer, als er wirklich ist. Die Leitfähigkeit des kristallinen Selens ist nach Bidwell außerordentlich schwankend. Die Widerstände einer Reihe von Selenpräparaten, die auf gleiche Weise und in gleicher Dicke hergestellt waren, lagen zwischen 33 und 1630 Megohm.

10. Auf ein elektrolytisches Verhalten des Kupfersulfürs deutet auch eine Mitteilung von S. Thompson[3] hin.

---

[1] Bidwell, Phil. Mag. **20**. 1885. p. 328.

[2] Bidwell, Phil. Mag. **40**. 1895. p. 233.

[3] Thompson, Nature. **32**. 1885. p. 336.

Er erhielt nach dem Durchleiten eines galvanischen Stromes durch Kupfersulfür einen merklichen Polarisationsstrom.

11. Unabhängig von Bidwell untersuchte Erhard[1] Silberglanz und Kupferglanz auf ihre elektrolytische Leitfähigkeit. Er klemmte Stücke der Mineralien zwischen einen Platin- und einen Zinkstreifen und maß die gelieferten Ströme. Bei Verwendung von Kupferglanz wurde kein Strom erhalten, und die Versuche mit Silberglanz waren infolge von Unregelmäßigkeiten der beobachteten kleinen Ströme unsicher.

12. Eine „merkwürdige" Eigenschaft des Silberglanzes teilt Chaperon[2] mit. Legte er ein Stück des Sulfids zwischen eine erhitzte Silberplatte und eine kalte Röhre aus demselben Metall, so bildete sich, wenn das Ganze isoliert war, in wenigen Augenblicken eine Anhäufung von Silber auf gewissen Punkten des kalten Kontaktes. Schwefel, der sich abgeschieden oder mit der kalten Elektrode verbunden haben müßte, war nicht zu bemerken. Diese Anhäufung von Silber ließ einen Strom vermuten, der vom Sulfid zur kalten Röhre ging, d. h. im umgekehrten Sinne wie der Thermostrom.

13. Das eigentümliche Verhalten des Pyrits, das schon Gegenstand der Arbeiten von Braun und Dufet war, wurde von neuem untersucht durch Bellati und Lussana[3]. Sie fanden, daß der Widerstand eines Pyritprismas für sich in beiden Richtungen eines durchfließenden Stromes gleich war. Dagegen war der Widerstand der Kontakte größer für Ströme vom Pyrit zum Kontaktmetall (Cu, Fe, Hg) als umgekehrt. Der Widerstand eines Kontaktes von Pyrit erwies sich als von der Richtung unabhängig. Er nahm mit der Dauer der Stromes erst schnell, dann langsam zu bis zu einem Maximum für Ströme vom Pyrit- zum Metallkontakt; bei umgekehrter Richtung nahm er erst schnell, dann langsam ab ohne ein Minimum zu erreichen. Bellati und Lussana untersuchten auch gegossenes Kupferselenür und Silberselenid und fanden, daß beide metallisch leiteten, eine Beobachtung, die die Angabe Hittorf's bestätigt.

---

[1] Erhard, Jahrb. f. Berg- u. Hüttenkunde im Königreich Sachsen. 1885. p. 175.

[2] Chaperon, Compt. rend. **102**. (2.) 1886. p. 860.

[3] Bellati e Lussana, Atti del R. Ist. Ven. (6.) **6**. 1888. p. 189.

14. Von H. Bäckström[1] ist der Eisenglanz auf elektrische und thermische Eigenschaften sorgfältig untersucht worden. In der ersten Arbeit (1888) ergaben die Messungen zwischen Wärme- und Elektrizitätsleitfähigkeit zwar im allgemeinen eine Übereinstimmung, nicht aber in den numerischen Verhältnissen. In der zweiten Arbeit (1894) wurde von neuem das elektrische Leitvermögen und die thermische Ausdehnung bestimmt. Die Werte für die Leitfähigkeit stimmten gar nicht mit den 1888 mitgeteilten Resultaten. Der thermische Ausdehnungskoeffizient wich stark von dem von Fizeau[2] angegebenen ab.

15. Beijerink (dies. Jahrb. 1897. Beil.-Bd. XI. p. 439) teilt in seiner Arbeit über das Leitvermögen der Mineralien mit, daß die Leitfähigkeit des Bleiglanzes mit zunehmender Temperatur wuchs, daß aber eine elektrolytische Zersetzung durch Gleichstrom nicht eintrat.

16. W. Leick[3] beobachtete bei seiner Untersuchung der Leitfähigkeit dünner Schichten dielektrischer Substanzen, daß der Widerstand des erstarrten Schwefels mit steigender Intensität des hindurchgehenden Stromes abnahm. Wäre nur eine bei der Berechnung des Widerstandes vernachlässigte Polarisation die Ursache dieser Widerstandsänderungen gewesen, so hätte sie Werte von 0,3—30 Volt erreichen müssen. Nach Stromöffnung wurde ein starker Polarisationsstrom von mehrstündiger Dauer beobachtet. Daß nicht etwa Sulfide, die dem Schwefel infolge metallischer Elektroden beigemengt waren, die elektrolytischen Erscheinungen bedingten, ging daraus hervor, daß das Verhalten der Schwefelschicht bei Verwendung reiner Kohleelektroden dasselbe blieb.

17. Bei seinen Studien über Schwefelmetallelektroden untersuchte J. Bernfeld[4] auch das elektrische Verhalten des Bleiglanzes. Er kam zu der Bestätigung der Braun'schen Beobachtung, daß der Widerstand von der Dauer, Intensität und Richtung des Stromes abhängt. Irgendwelche Gesetz-

[1] Bäckström, Öfers. af k. Vet. Akad. Förh. 1888. **45**. p. 533; 1894. **51**. p. 545.

[2] Fizeau, Pogg. Ann. **128**. 1866. p. 588.

[3] Leick, Wied. Ann. **66**. 1898. p. 1107.

[4] Bernfeld, Zeitschr. f. phys. Chem. **25**. 1898. p. 46.

mäßigkeiten konnte auch er nicht finden. Der Widerstand des Bleiglanzes nahm mit steigender Temperatur ab. Ein Polarisationsstrom war nicht zu beobachten, wenn ein Strom von 1 Ampère 20 Stunden eine Bleiglanzplatte durchlaufen hatte. BERNFELD erwähnt, daß Silbersulfid und Kupfersulfür durch den Strom zerlegt werden. Ob diese Beobachtung von ihm selbst stammt oder der Literatur entnommen wurde, ist aus der Arbeit nicht zu ersehen.

18. Das Fehlen einer Polarisation beim Bleiglanz wurde auch durch F. STREINTZ[1] festgestellt. Im Gegensatz zu HITTORF und BERNFELD steht seine Beobachtung, daß Silbersulfid durch Gleichstrom nicht nachweisbar zerlegt wird. Der Widerstand eines Silbersulfidzylinders verdoppelte sich fast beim Durchleiten eines Stromes, was einer Polarisation von 0,8 Volt entsprechen würde, doch war kein Polarisationsstrom nachzuweisen; dennoch glaubte STREINTZ aus den verwaschenen Tonminimis bei Verwendung von Wechselstrom und Telephon auf das Vorhandensein von Kräften ähnlich der Polarisation schließen zu müssen. Bei Stromumkehr war der Widerstand des Sulfids ein kleinerer, wuchs aber ruckweise. Oberhalb 190° übten Richtung und Dauer des Stromes keinen Einfluß mehr aus. Von Interesse ist noch die Mitteilung, daß unter Luftabschluß geschmolzenes Bleisulfid schon bei Zimmertemperatur ein sehr guter Leiter der Elektrizität ist.

19. Eingehender untersuchte J. GUINCHANT[2] das geschmolzene und in Zylinderform gegossene Bleisulfid. Auch er fand, daß der Widerstand des geschmolzenen Sulfids schon bei gewöhnlicher Temperatur ein geringer ist; mit Temperaturerhöhung nahm die Leitfähigkeit ab.

20. VAN AUBEL[3] bestätigte die Angabe GUINCHANT's, daß geschmolzenes Bleisulfid sich wie ein metallischer Leiter verhält.

21. W. MÖNCH (dies. Jahrb. 1905. Beil.-Bd. XX. p. 365) wiederholte bei seiner Untersuchung über die elektrische Leit-

---

[1] STREINTZ, WIED. Ann. **3**. 1900. p. 1; **9**. 1902. p. 854. Das Leitvermögen von gepreßten Pulvern; in: Sammlung elektr.-techn. Vorträge, herausgeg. von E. VOIT. **4**. 1903.

[2] GUINCHANT, Compt. rend. **134**. 1902. p. 1224.

[3] VAN AUBEL, Compt. rend. **135**. 1902. p. 734.

fähigkeit von Schwermetallsulfiden die Braun'schen Versuche an einigen Mineralien. Sie führten im wesentlichen zu einer Bestätigung der Braun'schen Angaben. Bemerkenswert sind noch folgende Versuche. Ein aus einem Kupferglanzkristall von Bristol geschnittener Zylinder verhielt sich normal; ein Zylinder, der aus gepulverten Kupferglanz von demselben Fundort gepreßt war und etwa den gleichen Widerstand besaß wie der erste Zylinder, zeigte unipolare Leitung. Ein gepreßter Bleiglanzzylinder wurde auf Polarisation geprüft. 3½ Stunden wurde ein Strom von ca. 1 Ampère durch das auf 65° erwärmte Sulfid geleitet; nach Ausschaltung des Hauptstromes zeigte sich ein schwacher Strom, der gleiche Richtung mit dem Hauptstrom besaß. Eine aus Kupfer und Zink mit Bleiglanz als festem Elektrolyten zusammengesetzte Zelle lieferte keinen Strom.

22. Die Angaben Hittorf's über das Verhalten des Kupfersulfürs wurden durch G. Bodländer[1] bestätigt. Er erklärt diese Erscheinungen durch die Annahme, daß das Sulfür, dessen gute Leitfähigkeit auf einem Gehalt an Kupfersulfid beruht, durch den Strom in Cu und CuS zerlegt wird.

Unter den hier wiedergegebenen Mitteilungen fällt neben den vielen anderen Unregelmäßigkeiten, die die unipolaren Leiter zeigen, vor allem auf, daß von Proben desselben Stoffes die einen die Erscheinungen der unipolaren Leitung zeigen, die anderen nicht: Hittorf und Bodländer beobachteten elektrolytische Erscheinungen am Silbersulfid, nach du Moncel und Streintz leitet es metallisch und zeigt keine Polarisation; Braun fand einen Pyritwürfel unipolar leitend, ein von Dufet untersuchter Pyrit verhielt sich vollkommen normal. Unter verschiedenen Bleiglanzstücken, die Braun untersuchte, zeigten die einen unipolare Leitung, andere nicht; dieselbe Beobachtung machte H. Meyer am Psilomelan. Mönch teilte mit, daß ein aus einem Kupferglanzkristall geschnittener Zylinder sich als metallischer Leiter verhielt, ein aus Kupferglanzpulver von demselben Fundort gepreßter Zylinder unipolar leitete.

Aus diesen Angaben geht hervor, daß die unipolare

[1] G. Bodländer, Zeitschr. f. Elektrochem. 11. 1905. p. 161.

Leitung nicht eine der Substanz eigentümliche Eigenschaft ist.

Eine Reihe von Mitteilungen über eigentümliche physikalische Eigenschaften der unipolaren Leiter führen zu der Vermutung, daß eine poröse Struktur die Ursache der unipolaren Erscheinungen ist:

Ihmori[1] stellte fest, daß oxydierte Metallflächen — die nach Braun unipolare Erscheinungen zeigen — verhältnismäßig viel Wasser aufnehmen, das im trockenen Raume nicht völlig wieder abgegeben wird. Auf eine eigentümliche Struktur des Silbersulfids und Kupfersulfürs deutet die Beobachtung von Phillipps[2], daß bei vorsichtiger Reduktion dieser Sulfide durch Wasserstoff bei 450° resp. 600° die Metalle als feine, vielfach ineinander verschlungene Fäden erhalten werden.

Für kristallines Selen ist von Bidwell[3] der experimentelle Nachweis geführt worden, daß es porös ist und infolgedessen Wasser aufnimmt.

Der Schwefel gestattet infolge seiner Durchsichtigkeit eine mikroskopische Untersuchung. Die von Bütschli[4] auf diesem Wege angestellten Beobachtungen ergaben, daß durch Umwandlung entstandener rhombischer Schwefel eine alveoläre „Wabenstruktur" besaß, während Schwefelschichten, die in der ersten monoklinen oder in der rhombischen Modifikation erstarrten, diese gleichmäßige Alveolarstruktur stets fehlte. Rhombischer, aus CS_2 kristallisierter Schwefel zeigte nur in Ausnahmefällen diese Struktur, vielleicht entzog sie sich hier durch außerordentliche Feinheit der Poren der Beobachtung. Nach den Tafeln, die der Abhandlung Bütschli's beigegeben sind, bietet der durch diese besondere Struktur ausgezeichnete Schwefel ein zusammenhängendes Gerüst, dessen Hohlräume in ihrer Ausdehnung nicht wesentlich von den Schwefeladern abweichen.

---

[1] Ihmori, Wied. Ann. **31**. 1887. p. 1006.

[2] Phillipps, Chem. News. **70**. 1894. p. 189.

[3] Bidwell, Phil. Mag. **40**. 1895. p. 233.

[4] Bütschli, Über die Mikrostruktur des erstarrten Schwefels. Leipzig. 1900.

Aus der Stellung eines Körpers in der Spannungsreihe für Berührungselektrizität kann nach HESEHUS[1] ein Schluß auf seine Oberflächendichte gezogen werden, da nach ihm bei Berührung zweier Substanzen diejenige elektropositiv wird, deren Oberflächendichte die größere ist. In der von HESEHUS aufgestellten Spannungsreihe der Halb- bezw. Nichtleiter stehen am negativen Ende Schwefel, Kolophonium, Paraffin, Zucker, schwarzer Gummi, Selen, Talk; in der entsprechenden Reihe der Metalle Kobalt, Kupfer, Platin, Eisenkies. Es würden hiernach also Schwefel, Selen und Eisenkies eine geringe Oberflächendichte besitzen.

I. Die unipolare Leitung fester Metallverbindungen beruht auf einer porösen Struktur.

1. Nachweis der porösen Struktur durch osmotische Versuche.

Es wurde in der vorliegenden Arbeit zunächst geprüft, ob die unipolaren Leiter eine poröse Struktur besitzen. Zur Untersuchung kamen: Bleiglanz, Silberglanz, Kupferglanz, Psilomelan, Schwefel, Selen. Die Untersuchungsmethode war dieselbe, die BIDWELL[2] zum Nachweis der Porosität des Selens anwandte.

Auf das eine Ende des Glasrohres A (Fig. 1) wurde der Versuchskörper K in Stücken von etwa 20 qmm Oberfläche und 2 mm Dicke mit Wachs luftdicht aufgekittet. Das andere Ende des Rohres war durch einen Gummischlauch mit dem engen Rohre a verbunden. Das freie Ende von a tauchte in ein Gefäß mit Wasser unter das vollständig mit Wasser gefüllte kalibrierte Rohr B. Das Glasrohr A war durch den Gummistopfen b mit der Hälfte seiner Länge in das Glasgefäß C eingeschoben, so daß der Versuchskörper sich etwa in der Mitte des Gefäßes befand. Durch die Röhren c und d konnte das Gefäß C mit Leuchtgas vollständig gefüllt werden.

Zur Ausführung des Versuchs wurde durch c Gas in das Gefäß C eingelassen, bis aus d reines Gas austrat. Dann wurde c geschlossen, während d geöffnet blieb. Wirkte der Körper K als osmotische Membran, so diffundierte Leuchtgas

[1] HESEHUS, Jahrb. d. russ. phys.-chem. Ges. 34. 1902. p. 1.

[2] BIDWELL, Phil. Mag. 40. 1895. p. 233.

durch ihn schneller von C nach A als Luft aus A nach C. Infolge des entstandenen Überdruckes in A traten Luftblasen aus a aus. Das in einer bestimmten Zeit in B gesammelte Luftvolumen gab ein Maß der Diffusionsgeschwindigkeit.

Die Resultate sind in Tab. I zusammengestellt. Die Zahlen unter „Gasvolumen pro Minute“ geben die in einer Minute im Rohr B aufgefangene Gasmenge in cbcm an.

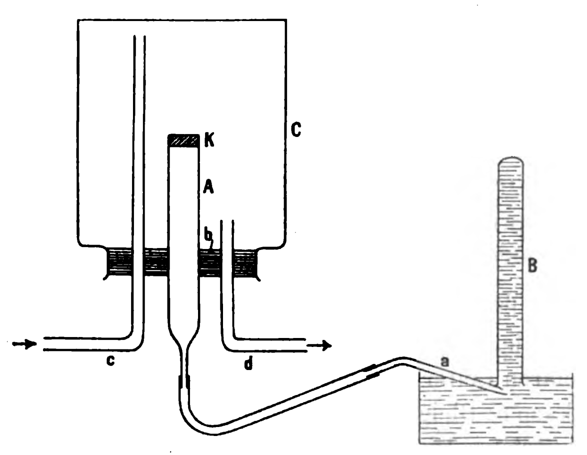


Fig. 1. Versuchsanordnung zum Nachweis der porösen Struktur.

Aus diesen Beobachtungen ergibt sich:

1. Silberglanz, Kupferglanz und Psilomelan sind porös, beim Bleiglanz erwiesen sich unipolar leitende Stücke als porös, nicht unipolare zeigten keine Osmose.

2. Schwefel, der durch äußerst langsames Abkühlen seines Schmelzflusses erhalten war, also wahrscheinlich rhombisch erstarrte, zeigte keine Osmose, in Übereinstimmung mit der Beobachtung Bütschli's, wonach dieser Schwefel nie eine gleichmäßige Alveolarstruktur aufwies. Schwefel, der durch Abschrecken aus dem Schmelzfluß erhalten und durch Umwandlung in die rhombische Modifikation übergegangen war, war deutlich porös. Auch diese Beobachtung stimmt mit der Angabe Bütschli's, daß durch Umwandlung entstandener rhombischer Schwefel eine Wabenstruktur besitzt.

3. Amorphes Selen zeigt keine Osmose. Kristallines Selen erwies sich in Übereinstimmung mit den Beobachtungen von Bidwell als deutlich porös.

Tabelle I.

	Fundort oder Herstellungsweise	Nähere Beschreibung des Präparats	Gasvolumen pro Minute
Bleiglanz	Nertschinsk	zwei sprungfreie Spaltungsstücke von einem Kristall, der unipolar leitete	0,007
Bleiglanz	Freiberg i. S.	sprungfreie Spaltungsstücke eines Kristalls, der nicht unipolar leitete; die meisten Stücke zeigten keine Osmose, einige wirkten schwach osmotisch	—
Silberglanz	Schneeberg i. S.	derb	0,05
Kupferglanz	Bristol	derb	0,006
Psilomelan	St. Johannes, Rothenburg b. Schwarzenberg i. S.	faserig	0,04
Psilomelan	Langenberg b. Schwarzenberg i. S.	sehr dicht, knollig	0,008
Schwefel	kristallisiert aus CS_2	rhombischer Kristall	—
Schwefel	erhalten durch Schmelzen und äußerst langsames Abkühlen	klar, durchsichtig, mit vielen Sprüngen	—
Schwefel	erhalten durch Schmelzen und schnelles Abkühlen	matt, undurchsichtig, sprungfrei	0,033
Selen	desgl.	amorph, Nichtleiter	—
Selen	erhalten durch langsames Erwärmen v. glasigem Selen auf 160—170° und äußerst langsame Abkühlung	grau, kristallin, Leiter	0,02
Selen	erhalten durch langsames Erwärmen von glasigem Selen auf 200° und äußerst langsame Abkühlung	grau, kristallin	0,06
Selen	desgl.	grau, kristallin	0,04
Selen	desgl.	grau, kristallin	0,025

2. Adsorption von Wasser und Okklusion von Gasen durch unipolare Leiter.

Infolge ihrer Porosität adsorbieren die unipolaren Leiter Wasser und okkludieren Gase. Der Wassergehalt schwankt außerordentlich, selbst bei Stücken von demselben Fundort und Präparaten gleicher Herstellungsweise, da er einerseits von der Feuchtigkeit der Luft, anderseits von der Zahl und Größe der Poren des Körpers abhängt. Der erste Faktor war bei den folgenden Versuchen ziemlich konstant; der Wassergehalt der Luft betrug etwa 30 % der relativen Feuchtigkeit.

Die untersuchten Kristalle von Bleiglanz wurden in ein Wägegläschen gebracht und mit diesem gewogen. Das geöffnete Wägegläschen wurde in einem Trockenkasten einige Stunden auf 130° erhitzt, nach der Abkühlung im Exsikkator wurde der Wasserverlust bestimmt. Zur Kontrolle wurde das Wägegläschen geöffnet einige Zeit in einen feuchten Raum gesetzt und die Gewichtszunahme gemessen.

Der Wassergehalt beim Selen wurde durch Erwärmen in einem trockenen CO_2-Strom durch die Gewichtszunahme eines eingeschalteten H_2SO_4-Absorptionsapparates bestimmt. Das aus dem Selen durch Erhitzen ausgetriebene Gas wurde über Kalilauge aufgefangen und gemessen.

Tabelle II. Bleiglanz von Freiberg. Nicht gepulverte Spaltungsstücke

	Gewicht von Kristall und Wagegläschen		
feucht	—	18,5362 g	48,0932 g
getrocknet	16,70155 g	18,5357 „	48,0872 „
feucht	16,70180 „	18,5361 „	48,0962 „
getrocknet	16,70155 „	—	—
Gewicht des Kristalls . .	9,05 g	7,6 g	39,3 g
Wassergehalt	0,003 %	0,0065 %	0,015 %

Zylinder, die aus dem Pulver künstlich hergestellter Präparate gepreßt waren, enthielten mehr Wasser, nämlich:

Zylinder aus PbS . . . . 0,5 % H_2O
„ „ Ag_2S . . . . . . 0,19 „ „

Das zur Untersuchung des Selens verwandte Material wurde erhalten, indem glasiges Selen mehrere Stunden auf ca. 200° erhitzt und sehr langsam abgekühlt wurde. Die Präparate wurden nicht gepulvert, sondern nur in erbsengroße Stücke zerkleinert. In Tab. III sind die Temperaturen angegeben, bei denen der gemessene Wasser- oder Gasgehalt ausgetrieben wurde.

Tabelle III. Kristallines Selen.

Temperatur	200°	220°	220°
Wassergehalt	0,29 %	0,18 %	0,05 %
Okkludiertes Gas in ccm pro 1 g Selen	0,29	0,22	—

Durch Trocknen im Exsikkator bei Zimmertemperatur ist dem Selen das Wasser selbst im Vakuum sehr schwer und kaum vollständig zu entziehen.

Da der elektrische Widerstand einer Selenzelle mit wachsendem Wasserverlust schnell sinkt, ist die allmähliche Entwässerung durch Messung des Widerstandes gut zu verfolgen.

Die Selenzelle, mit der folgender Versuch unternommen wurde, bestand aus einem Objektträger, der mit zwei zu einander parallelen Kupferdrähten umwickelt und mit einer dünnen Schicht Selen überzogen war, die durch Erhitzen auf 200° in den kristallinen Zustand überführt worden war. Sie befand sich in einem evakuierten Exsikkator mit P_2O_5. Die Widerstände sind im Dunkeln gemessen.

Zeit nach dem Hineinbringen der Zelle in den Exsikkator in Stunden	Widerstand in Ohm
0	3 200
240	18 200
600	21 500

Nachdem die Zelle 3 Stunden aus dem Exsikkator entfernt war, betrug ihr Widerstand 4600 Ohm.

Bei einer zweiten Zelle, die ebenso behandelt wurde, war die Widerstandszunahme noch rapider:

Zeit in Stunden	Widerstand in Ohm
0	17 000
24	20 000
48	77 000
72	198 000

Eine Stunde nach der Entfernung der Zelle aus dem Exsikkator betrug ihr Widerstand 24 000 Ohm.

Auf die Anwesenheit von Gasen im Selen deutet eine Beobachtung an Selenzellen, die sich in einem luftdichten Gefäß befanden. Der Widerstand wuchs, wenn das Gefäß evakuiert wurde. Infolge der Luftverdünnung dehnen sich die im Selen okkludierten Gase aus und bewirken hierdurch eine Verschlechterung des Kontakts. Wird das Vakuum aufgehoben, so kehrt der ursprüngliche Widerstand zurück, wie folgende Versuche zeigen:

1. Selenzelle mit Eisenelektroden, deren Lichtempfindlichkeit etwa 20 % betrug, wenn als Lichtquelle ein Auerbrenner in 60 cm Entfernung diente:

	Widerstand der Zelle im Dunkeln in Ohm	Widerstandsänderung
Atmosphärendruck	179 790	
		3,3 %
Vakuum	185 820	
		3,3 %
Atmosphärendruck	179 790	

Die Widerstandsänderungen erfolgten anscheinend augenblicklich.

2. Selenzelle mit Kupferelektroden, deren Lichtempfindlichkeit unter denselben Bedingungen wie bei 1. bestimmt wurde:

	Widerstände in Ohm bei		
	Vakuum	Atmosphärendruck	Vakuum
dunkel	25 300	25 100	25 150
Auer in 60 cm Entfernung . .	23 700	23 800	23 500
dunkel	25 220	25 030	25 100
Lichtempfindlichkeit in Prozenten des Widerstandes im Dunkeln	6,3	5,2	6,5

Es erfolgte also beim Evakuieren eine Widerstandsänderung von 0,5 %. Nach dem letzten Versuche scheint die Lichtempfindlichkeit im Vakuum größer zu sein als bei Atmosphärendruck.

3. Abhängigkeit des elektrischen Verhaltens unipolarer Leiter vom Wassergehalt.

Die unipolare Leitung ist bedingt durch die Anwesenheit von Wasser, sie verschwindet, wenn man den Körper austrocknet. Schon Bidwell[1] wies nach, daß die Polarisationsströme beim Selen nach 28stündigem Trocknen über konzentrierter Schwefelsäure verschwinden.

Das Ausbleiben eines Polarisationsstromes ist aber noch nicht ein sicheres Zeichen für die völlige Abwesenheit von Wasser; denn nur ein geringer Bruchteil des Polarisationsstromes durchläuft das Galvanometer, da das Metallgerüst des unipolaren Leiters diesem Strome einen Weg von geringem Widerstande darbietet. Daher ist es möglich, daß bei schwachen Strömen dieser Bruchteil unmerklich bleibt.

Ein viel empfindlicheres Merkmal für die Abwesenheit von Wasser bietet die Übereinstimmung des Widerstandes für entgegengesetzt gerichtete Ströme und seine Veränderlichkeit mit der Dauer des Stromes, wie folgende Beobachtungen beweisen.

Eine Selenzelle befand sich in einem Exsikkator mit P_2O_5. Ihr Verhalten wurde von Zeit zu Zeit geprüft.

In Tab. IV geben die Zahlen unter „Zeit“ die Anzahl Stunden, die seit dem Hineinbringen der Zelle in den Exsikkator verflossen sind. Die Widerstände wurden im Dunkeln gemessen. Nach dem Durchleiten eines Stromes wurde die Zelle mit einem empfindlichen Galvanometer (vergl. p. 349) verbunden. Die Zahlen unter „Polarisationsstrom“ geben den Ausschlag des Galvanometers in Skalenteilen.

[1] Bidwell, Phil. Mag. 40. 1895. p. 233.

Tabelle IV. Selenzelle im Exsikkator. Aenderung des Widerstandes mit der Dauer des Stromes.

Zeit in Stunden	Widerstand in Ohm	Polarisations-strom	
0	3 900	100	Der Widerstand fällt rasch auf 3300 Ohm.
16	—	8	Der Widerstand fällt rasch.
52	—	3	Desgl.
172	5 800	2	Desgl.
292	18 200	nicht bemerkbar	Der Widerstand steigt und fällt abwechselnd.
652	21 500	„	Der Widerstand bleibt konstant.

Drei Stunden nach der Entfernung aus dem Exsikkator wurde die Zelle wieder untersucht. Ihr Widerstand betrug 4600 Ohm; der Polarisationsstrom bewirkte einen Ausschlag des Galvanometers von 60 Skalenteilen; der Widerstand nahm für schwache Ströme ab, für starke zu.

Für Selen ist hiermit nachgewiesen, daß mit völliger Austrocknung alle Erscheinungen der unipolaren Leitung verschwinden. Solange noch viel Wasser im Selen vorhanden ist, nimmt bei Stromdurchgang der Widerstand ab. Dagegen steigt und fällt der Widerstand abwechselnd, wenn nur noch Spuren von Wasser übrig sind. Eine Widerstandssteigerung beim Stromdurchgang wird erst nach 292 Stunden Trocknen erhalten.

Das Selen eignet sich zur Prüfung der Frage, ob die unipolare Leitung an das Vorhandensein von Wasser gebunden ist, aus dem Grunde besonders, weil es in den Selenzellen in Form einer dünnen Schicht von großer Oberfläche verwandt wird, so daß die Austrocknung noch relativ leicht zu erreichen ist.

Die allmähliche Änderung, die in dem Verhalten der Zelle beim Stromdurchgang mit fortschreitender Austrocknung eintritt, erklärt sich folgendermaßen: Der Widerstand eines unipolaren Leiters wird mit der Stromdauer abnehmen — schwache Ströme vorausgesetzt —, wenn er verhältnismäßig reines Wasser enthält, seine Oxydationsprodukte löslich sind und genügend Wasser vorhanden ist, um mit fortschreitender Vermehrung der Oxydationsprodukte eine immer besser leitende Lösung zu

bilden. Ist die Lösung im unipolaren Leiter schon vor dem Versuch eine gutleitende, so wird eine Zuführung von Oxydationsprodukten auf ihre Leitfähigkeit keinen großen Einfluß ausüben. Ist nicht genügend Wasser vorhanden, so wird bald Abscheidung von schlechtleitenden Oxydationsprodukten erfolgen und eine Widerstandsvermehrung hervorrufen, die um so leichter eintreten wird, je weniger löslich die Oxydationsprodukte sind. Da die Oxydationsprodukte des Selens sehr leicht löslich sind, war bei dem Versuch auf p. 344 erst nach 292 Stunden die Zelle so weit getrocknet, daß beim Stromdurchgang der Widerstand stieg. Daß bei hohem Wassergehalt die Leitfähigkeit des Selens zunimmt, wenn das Wasser rein ist, dagegen abnimmt, wenn es durch Gehalt an Elektrolyten gut leitet, wird durch folgenden Versuch erwiesen.

Wurde eine Selenzelle mit reinem destillierten Wasser gut gewaschen und noch feucht von einem Strom durchflossen, so trat stets eine Widerstandsabnahme mit der Stromdauer ein; war dem Wasser aber ein wenig eines Elektrolyten zugesetzt, so stieg der Widerstand beim Stromdurchgang rapide an.

4. Die unipolare Leitung der Sulfide von Silber und Blei ist nicht durch elektrolytische Leitfähigkeit, sondern durch Wassergehalt hervorgerufen.

a) Nachweis durch Beobachtung der Widerstände an Anode und Kathode.

Um beim Silberglanz und Bleiglanz zu entscheiden, ob die Ursache der unipolaren Erscheinungen in einer elektrolytischen Leitfähigkeit der Sulfide oder in dem Wassergehalt zu suchen ist, wurde ein Weg eingeschlagen, den folgende Überlegung zeigt. Sind die anomalen Erscheinungen dadurch bedingt, daß Ag_2S und PbS E l e k t r o l y t e sind, so muß beim Durchleiten eines Stromes Ag oder Pb an der Kathode, S an der Anode abgeschieden werden. Es muß also an der Kathode eine Widerstandsabnahme, an der Anode eine außerordentliche Widerstandszunahme stattfinden, falls sich nicht der Schwefel mit der Elektrode zu Schwefelmetall verbindet. Ist dagegen das W a s s e r die Ursache der Erscheinungen, so wird das Ergebnis gerade umgekehrt sein: Der Körper wirkt dann wie eine Zwischenplatte in einem Elektrolyten.

Seine der Anode zugewandte Seite bildet eine Kathode, an ihr wird Wasserstoff entwickelt oder Metall abgeschieden; an der Elektrode selbst wird Sauerstoff auftreten, der an einigen Stellen das benachbarte Sulfid zum Sulfat oxydieren wird. An der Kathode spielt der Körper die Rolle der Anode, an ihm wird Sauerstoff entwickelt, der kräftig oxydierend wirkt; hier wird sich also der Körper schnell mit einer schlechtleitenden Schicht der Sulfate überziehen.

Um zu prüfen, welche Erklärung die richtige ist, wurde ein Zylinder, der aus Pulver von Ag_2S oder PbS gepreßt war, in eine Klemme mit zwei Nebenelektroden eingespannt, die eine Messung der Übergangswiderstände an Anode und Kathode gestattete (Fig. 2). Die Messung erfolgte in der

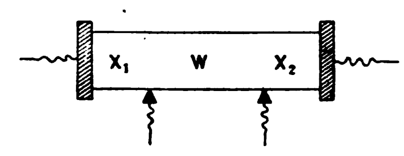


Fig. 2. Klemme zur Messung der Übergangswiderstände.

Wheatstone'schen Brücke mit Element und Galvanometer. Die Widerstände an den Elektroden seien mit X_1 und X_2, der Widerstand des Mittelstücks zwischen den beiden Nebenelektroden mit W bezeichnet.

Silberglanz von Schneeberg i. S., Grube Wolfgang Maassen.

1. Der Strom lief bei der Messung durch den Zylinder in der Richtung $X_2 \rightarrow X_1$.

Die Widerstände betrugen:

$$X_1 = 1\,280\,000 \text{ Ohm}$$
$$W = 32\,000 \text{ „}$$
$$X_2 = 804\,000 \text{ „}$$

Hierauf wurden dieselben Widerstände mit Induktorium und Telephon bestimmt:

$$X_1 = 25\,600 \text{ Ohm}$$
$$W = 5\,818 \text{ „}$$
$$X_2 = 10\,182 \text{ „}$$

2. Der Strom lief bei der Messung durch den Zylinder in der Richtung $X_1 \rightarrow X_2$.

Die Widerstände betrugen in Ohm:

Messung:	1	2	3	4	5	6
X_1 =	110 770	81 230	51 930	47 600	52 730	18 000
W =	49 230	19 560	7 480	2 470	26 770	3 940
X_2 =	298 670	240 000	209 230	266 670	466 670	126 960

Die Messungen 1—4 wurden in Pausen von ca. 1 Minute nacheinander mit möglichst kurzem Stromschluß gemacht. Bei Messung 5 wurde der Strom 5 Minuten geschlossen gehalten. Messung 6 wurde 24 Stunden nach Messung 5 mit kurzem Stromschluß ausgeführt.

Durch jeden kurzen Stromstoß wird der Widerstand an Anode und Kathode vermindert. Bei längerem Stromschluß steigt der Widerstand an der Kathode außerordentlich schnell, der an der Anode allmählich an. Der Widerstand der Zylindermitte sinkt außerordentlich durch die kurzen Stromstöße.

Bleiglanz von Freiberg i. S.

1. Der Strom durchlief während der Messung den Zylinder in der Richtung $X_2 \rightarrow X_1$.

Die Widerstände betrugen:

X_1 = 18,013 Ohm
W = 6,146 „
X_2 = 42,76 „

2. Der Strom durchlief während der Messung den Zylinder in der Richtung $X_1 \rightarrow X_2$.

Die Widerstände betrugen:

X_1 = 21,90 Ohm
W = 6,29 „
X_2 = 40,88 „

Eine merkliche Bildung von Schwefelmetall an den Elektroden war bei diesen Versuchen nicht eingetreten.

Hieraus geht hervor, daß die unipolaren Erscheinungen nicht auf eine elektrolytische Leitfähigkeit der unipolaren Leiter zurückzuführen sind, sondern auf die Elektrolyse der in ihnen enthaltenen Lösungen.

b) Nachweis durch Beobachtung von Polarisationsströmen.

Eine Bestätigung dieses Ergebnisses wurde durch die Beobachtung der Polarisationsströme am Silbersulfid und Bleisulfid erhalten. Um die Ströme von Anode und Kathode getrennt zu erhalten, wurde folgende Versuchs-

anordnung getroffen. Ein aus Pulver von Ag_2S oder PbS gepreßter Zylinder wurde in zwei Teile A und B gesägt. Jeder Teil wurde mit der einen Endfläche auf einem Metallblech befestigt; die andere Endfläche wurde möglichst eben geschliffen. Die freien Zylinderenden wurden durch ein Gewicht G zusammengepreßt. In dieser Stellung wurde ein Strom durch den Zylinder in der Richtung B ⟶ A geschickt. Um die Polarisationsströme der freien Enden abzunehmen, wurde G gehoben und das Zwischenstück Z eingeschoben, das aus zwei Metallblechen bestand, die durch eine Isolationsschicht getrennt waren. Alle Metallbleche bestanden bei der Untersuchung des Silbersulfids aus chemisch reinem Silber, bei der des Bleisulfids aus chemisch reinem Blei.

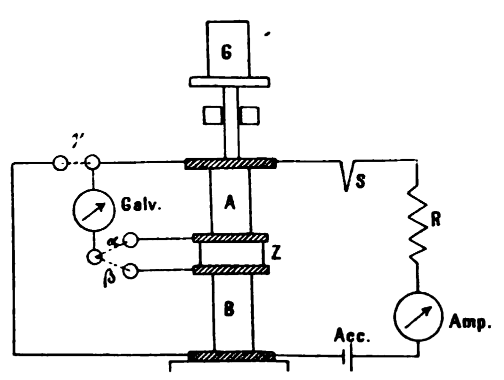


Fig. 3. Versuchsanordnung zur Beobachtung von Polarisationsströmen.

Um eine schnell aufeinanderfolgende Beobachtung beider Elektrodenströme zu ermöglichen, war folgende Schaltung getroffen (Fig. 3).

Der elektrolysierende Strom (Hauptstrom) wurde von dem Akkumulator Acc. geliefert. Die Stromstärke wurde durch den Widerstand R reguliert und durch das Ampèremeter Amp. gemessen. Während der Hauptstrom den Zylinder durchfloß, war die Leitung bei γ unterbrochen und das Zwischenstück Z ausgeschaltet.

Zur Messung der Polarisationsströme wurde der Hauptstrom durch den Stromschlüssel S geöffnet, das Zwischenstück eingeschoben und die Leitung bei γ geschlossen. Je nachdem die Verbindung bei α oder bei β hergestellt wurde, durchlief der

Polarisationsstrom der Kathode oder der Anode das Spiegelgalvanometer Galv., ein DEPREZ-D'ARSONVAL-Instrument von SIEMENS & HALSKE. Ein Ausschlag von einem Skalenteil entsprach etwa 17 . 10^{-10} Ampère. Ein Ausschlag nach links bei Schaltung α, nach rechts bei Schaltung β, deutete einen Strom an, der dem Hauptstrom entgegengesetzt war. Falls eine Elektrolyse des Silbersulfids oder Bleisulfids durch den Strom eintrat, mußte bei der benutzten Versuchsanordnung die Anode einen starken, die Kathode einen schwachen Polarisationsstrom liefern, der von Konzentrationsänderungen durch den Strom herrühren würde.

In den folgenden Tabellen geben die Zahlen unter α und β den Ausschlag des Galvanometers in Skalenteilen, die Zahlen unter „Zeit" die Anzahl von Minuten, die seit der Öffnung des Hauptstromes verflossen sind.

Silberglanz von Freiberg i. S.

Hauptstrom: 2 Volt, Stromstärke: 0,0001 Amp., Stromdauer: 6 Minuten.

Polarisationsströme (Fig. 4).

Zeit	α	β	Zeit	α	β	Zeit	α	β	Zeit	α	β
	links	rechts		links	rechts		links	rechts		links	rechts
0			16	4,3	85,5	30	2,0	90,0	47	1,3	69,5
1	80,0	24,0	17	4,0	91,0	31	2,0	88,0	48	1,3	67,7
2	21,5	26,5	18	3,7	91,0	32	1,9	86,8	49	1,2	66,5
3	16,0	33,0	19	3,5	91,0	33	1,8	85,0	51	1,1	67,5
4	14,5	42,0	20	3,3	94,0	34	1,8	84,0	52	1,1	66,0
5	13,0	46,5	21	3,1	94,0	36	1,7	83,0	53	1,1	64,4
7	9,0	47,5	22	3,0	94,0	37	1,7	83,0	55	1,0	64,0
8	8,5	57,5	23	2,7	94,0	38	1,7	79,0	56	0,9	64,5
9	8,0	65,5	24	2,5	95,5	39	1,6	78,0	58	0,9	61,0
10	6,5	65,5	25	2,5	92,0	41	1,5	75,0	59	0,7	59,5
11	6,0	73,5	26	2,4	91,5	42	1,5	73,0	60	0,7	57,5
12	5,5	82,0	27	2,4	92,5	43	1,4	70,5	61	0,6	57,5
13	5,0	83,5	28	2,3	93,0	44	1,4	69,5	62	0,6	56,5
15	4,5	85,5	29	2,3	91,5	45	1,3	69,5	63	0,6	55,0

Wie die Kurven (Fig. 4) zeigen, treten beim Silberglanz an Anode und Kathode wesentlich verschiedene Polarisationsströme auf. An der Kathode zeigt sich ein starker, anfangs sehr schnell, dann langsamer abfallender Strom, der dem Hauptstrom entgegengesetzt ist. An der

Anode tritt ein anfangs schwacher, allmählich zu beträchtlichen Werten ansteigender Strom auf, der nach Erreichung eines Maximums langsam absinkt. Seine Richung ist dem Hauptstrom entgegengesetzt. Diese Beobachtung, daß an der Anode ein anfangs schwacher, an der Kathode ein anfangs starker Polarisationsstrom auftritt, steht im Widerspruch mit den Folgerungen, die sich ergeben würden, wenn das Silbersulfid ein Elektrolyt wäre. Auch würde das Verhalten des Polarisationsstromes an der Anode durch die Annahme einer Elektrolyse des Sulfids sich nicht erklären lassen.

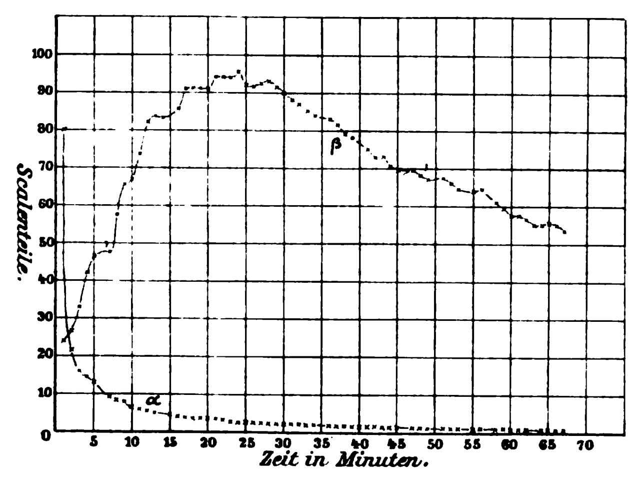


Fig. 4. Silberglanz von Freiberg i. S. Polarisationsströme.

Dagegen lassen sich die Polarisationsströme an Anode und Kathode zurückführen auf die Elektrolyse des vom Silbersulfid adsorbierten Wassers.

Vorgang an der Kathode. Durch den am Silberglanz entwickelten Sauerstoff wird dieser zu Ag_2SO_4 oxydiert, von dem ein geringer Bruchteil im Wasser gelöst wird. Es liefert die Kombination Ag Ag_2SO_4 ¦ Ag_2S einen dem Hauptstrom entgegengesetzten Strom, der sich addiert zu dem Polarisationsstrome, der durch Zersetzung der Lösung des Sulfats entsteht.

Vorgang an der Anode. An der Silberelektrode findet Sauerstoffentwicklung statt, die das benachbarte Ag_2S zu

Ag_2SO_4 oxydiert. Die Lösung des Sulfats verbreitet sich durch Diffusion im Zylinder und führt an manchen Stellen des Kontakts nach dem Öffnen des Hauptstromes zu der Bildung des galvanischen Elementes Ag | Ag_2SO_4 | Ag_2S. Diese Kombination liefert einen dem Hauptstrom gleich gerichteten Strom, der überlagert wird von dem Polarisationsstrom, der aus der Zersetzung der Lösung herrührt. Daß der Strom Ag | Ag_2SO_4 | Ag_2S im ersten Augenblick nach Öffnen des Hauptstromes noch vorhanden ist, geht daraus hervor, daß beim Bewegen des oberen Metallbleches, wodurch neue Kontaktstellen entstehen, ein kräftiger Ausschlag im Sinne dieses Stromes erfolgt, der äußerst schnell in die entgegengesetzte Richtung übergeht. Aus dem Zusammenwirken dieser beiden Ströme ergibt sich das allmähliche Ansteigen des beobachteten Polarisationsstromes bis zu einem Maximum.

Bleischweif von Clausthal.

1. Hauptstrom: 2 Volt, Stromstärke: 0,0007 Amp., Stromdauer: 10 Minuten.

Polarisationsströme (Fig. 5).

Zeit	α	β	Zeit	α	β
	links	links		links	links
1,0	5,3	2,0	3,6	0,3	0,7
1,3	2,8	2,6	4,0	0,3	0,4
1,6	1,9	2,5	4,3	0,3	0,5
2,0	1,4	2,0	4,5	0,2	0,2
2,3	1,1	1,6	4,7	0,2	0,1
2,6	1,0	1,2	5,0	0,2	0,1
3,0	0,8	1,0	5,5	0,1	0,1
3,3	0,5	0,9	6,0	0	0

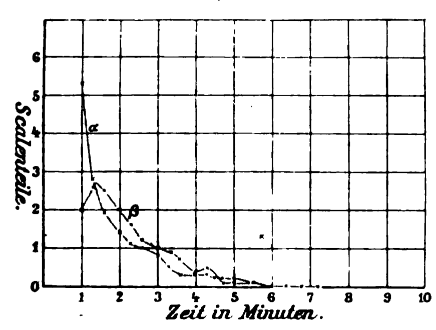


Fig. 5. Bleischweif von Clausthal. Polarisationsströme.

2. Hauptstrom: 10 Volt, Stromstärke: 0,015—0,017 Amp., Stromdauer: 10 Minuten.

Polarisationsströme (Fig. 6).

Zeit	α	β	Zeit	α	β	Zeit	α	β
	rechts	rechts		links	rechts		links	rechts
1,0	20,0	40,0	5,5	0,3	8,0	9,0	1,7	4,5
1,5	11,5	27,0	6,0	0,9	7,2	9,5	1,5	4,5
2,0	7,5	22,5	6,5	1,0	6,2	10,0	1,5	4,5
2,5	4,0	19,0	7,0	1,3	5,5			
3,0	1,7	16,5	7,3	1,4	5,4			
3,5	0,1	4,5	7,6	1,5	5,2			
4,0	0,2	9,0	8,0	1,8	4,7			
4,5	0,4	7,5	8,3	1,7	3,2			
5.0	0	7.0	8,6	1,7	3,0			

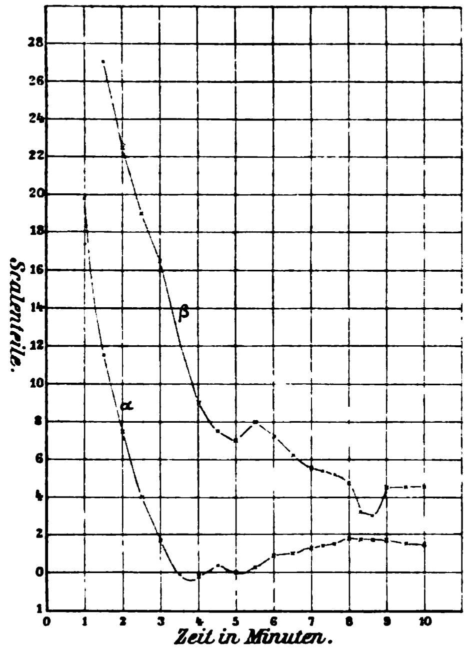


Fig. 6. Bleischweif von Clausthal. Polarisationsströme.

Bei geringer Stärke des Hauptstromes tritt nach Stromöffnung an der Anode ein dem Hauptstrom gleich gerichteter, an der Kathode ein entgegengesetzt gerichteter Strom auf: beide Ströme sinken allmählich auf Null. Wird die Strom-

stärke bedeutend erhöht, so tritt an der Anode ein dem Hauptstrom entgegengesetzt gerichteter, an der Kathode ein ihm gleichgerichteter Sekundärstrom auf. Der Strom der Kathode sinkt rascher ab als der der Anode, erreicht ein Minimum und erhebt sich wieder ein wenig. Auch diese Beobachtungen widersprechen den Folgerungen, die sich ergeben würden, wenn der Bleischweif ein Elektrolyt wäre.

Der Verlauf der Ströme ist aus dem Wassergehalt des Bleischweifs folgendermaßen zu deuten: Der Teil der Polarisationsströme, der durch das Galvanometer läuft, ist infolge der guten Leitfähigkeit des Bleisulfids äußerst gering. Die thermoelektrische Kraft des Bleisulfids ist äußerst groß (der Thermostrom läuft im Kristall von kalt zu warm). Benutzt man zur Messung starke Ströme, so daß Erwärmung eintritt, so überdecken die Thermoströme, die in ihrer ganzen Stärke das Galvanometer durchlaufen, die galvanischen, von denen nur ein äußerst geringer Bruchteil den Galvanometerkreis durchläuft. Bei geringer Stromstärke wie bei Versuch 1 treten Thermoströme noch nicht störend auf.

Vorgang an der Kathode. Es findet eine energische Oxydation des PbS zu $PbSO_4$ statt. Die Kombination $PbS \mid PbSO_4 \mid Pb$ liefert nach Öffnung des Stromes einen dem Hauptstrom entgegengesetzten Strom, der sich überlagert dem Polarisationsstrom, der durch Elektrolyse der Lösung entsteht.

Vorgang an der Anode. Hier sind der Polarisationsstrom und der von den galvanischen Elementen $Pb \mid PbSO_4 \mid PbS$ gelieferte Strom einander entgegengesetzt, daher ist der beobachtete Strom nur schwach.

Wird die Stromstärke so stark gesteigert wie bei Versuch 2, so treten die Thermoströme überwiegend auf. Der Thermostrom der Kathode hat gleiche Richtung mit dem Hauptstrom, der der Anode entgegengesetzte. Der galvanische Strom der Elektrode ist dem Thermostrom an der Kathode entgegengesetzt, dem an der Anode gleichgerichtet. Daher fällt bei Versuch 2 der sekundäre Strom der Kathode schneller ab als der der Anode und geht sogar in einen Strom von entgegengesetzter Richtung über. Der galvanische Strom

verschwindet schnell, und der Thermostrom, der größere Dauer hat, erhebt sich infolgedessen wieder ein wenig.

Aus den Beobachtungen über die Widerstandsverteilung beim Silberglanz auf Kathode, Anode und Zylindermitte (vergl. p. 346) geht hervor, daß durch häufiges Schließen und Öffnen des Stromes der Widerstand des Mittelstückes sinkt. Dies Verhalten deutet darauf hin, daß gelöste Oxydationsprodukte in das Innere des Zylinders diffundieren.

Es ist hiernach zu erwarten, daß nach dem Durchleiten eines Stromes durch einen unipolaren Leiter, z. B. Bleiglanz, eine an beliebiger Stelle angesetzte Elektrode mit dem Leiter

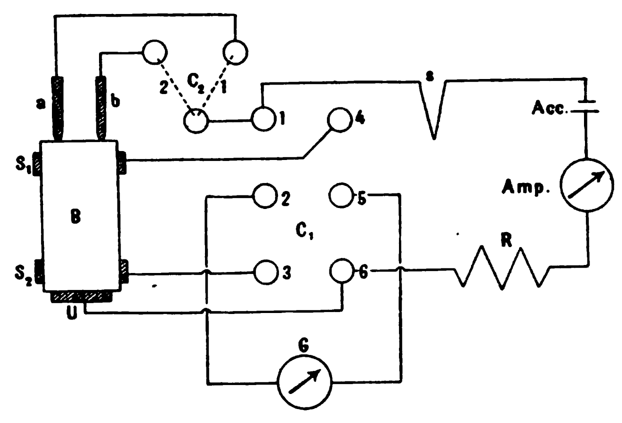


Fig. 7. Bleiglanz von Freiberg. Versuchsanordnung, um nachzuweisen, daß Oxydationsprodukte sich im Kristall durch Diffusion verbreiten.

ein stromlieferndes Element bilden wird, in dem der Strom vom Elektrodenmetall zum Leiter läuft. Der Strom wird um so stärker sein, je näher sich die Elektrode dem Punkte befindet, an dem die stärkste Oxydation stattfindet, d. h. der Kathode des Hauptstromes.

Da ein genügend großer Kristall von Silberglanz nicht zur Verfügung stand, wurde Bleiglanz von Freiberg zum Versuch benutzt. Ein Prisma B von 25 mm Länge und 100 qmm Querschnitt trug an der einen Seite eine große Kupferelektrode u, an der entgegengesetzten Seite zwei nadelförmige Kupferelektroden a und b, von denen a fest auf dem Kristall ruhte, während die Nadel b gehoben werden

konnte. Seitlich waren um das Prisma zwei Elektroden aus Zinnfolie S_1 und S_2 gelegt.

Um schnell nacheinander die Ströme zwischen den verschiedenen Elektroden abnehmen zu können, wurde die Schaltung (Fig. 7) gewählt. C_1 und C_2 bedeuten Kommutatoren mit 6 bezw. 3 Quecksilbernäpfen, Acc. ist ein Akkumulator, R ein Regulierwiderstand, G das Spiegelgalvanometer und s ein Stromschlüssel. Der Strom des Akkumulators wurde mit

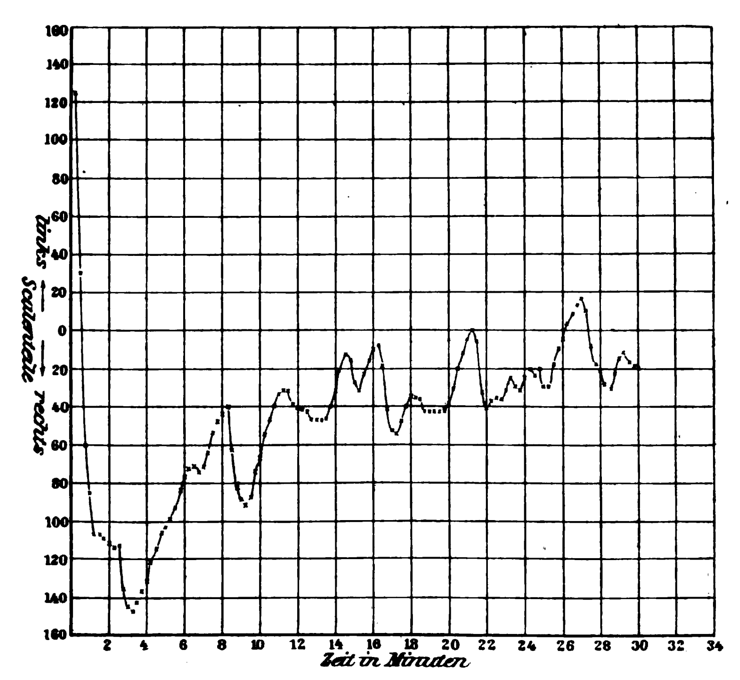


Fig. 8. Bleiglanz von Freiberg. Polarisationsstrom zwischen a und S_1.

den Elektroden a und u durch den Bleiglanz geschickt, indem s geschlossen und an C_2 die Verbindung 1 hergestellt wurde. Während des Stromdurchganges berührte die Nadel b den Kristall nicht. Zur Beobachtung der Polarisationsströme wurde der Strom bei s geöffnet und die Nadel b auf den Bleiglanz gepreßt. Die folgende Zusammenstellung gibt an, durch welche Schaltungen an den Kommutatoren C_1 und C_2 die einzelnen Ströme zwischen den Elektroden das Galvanometer durchliefen.

Am Kommutator C_1 ist verbunden Napf	Am Kommutator C_2 ist hergestellt die Schaltung	Es durchläuft das Galvanometer der Strom zwischen den Elektroden
1 mit 2, 4 mit 5	1	a und S_1
1 „ 2, 4 „ 5	2	b „ S_1
2 „ 3, 5 „ 6	—	u „ S_2
1 „ 2, 5 „ 6	1	a „ u
1 „ 2, 5 „ 6	2	b „ u

Bleiglanz von Freiberg i. S.

1. Der Hauptstrom lief durch den Kristall von u nach a. Spannung: 2 Volt, Stromstärke: 0,05 Amp., Stromdauer: 5 Minuten.

Ein Ausschlag des Galvanometers nach rechts zeigt einen dem Hauptstrom entgegengesetzten Strom an.

a) Polarisationsstrom zwischen a und S_1 (Fig. 8).

Zeit	Skalenteile	Zeit	Skalenteile	Zeit	Skalenteile	Zeit	Skalenteile	Zeit	Skalenteile	Zeit	Skalenteile
	links		rechts		rechts		rechts		rechts		
0	210	5	104	10¼	55	15½	23	20¾	12	26	5 rechts
¼	125	5¼	99	10½	47	15¾	16	21	5	26¼	3 links
½	30	5½	93	10¾	40	16	10	21¼	0	26½	8 „
	rechts	5¾	84	11	34	16¼	8	21½	6	26¾	13 „
¾	60	6	77	11¼	32	16½	19	21¾	33	27	16 „
1	85	6¼	73	11½	32	16¾	42	22	41	27¼	10 „
1¼	107	6½	72	11¾	39	17	53	22¼	38	27½	8 rechts
1½	107	6¾	75	12	41	17¼	55	22½	36	27¾	18 „
1¾	109	7	72	12¼	42	17½	48	22¾	37	28	21 „
2	112	7¼	68	12½	43	17¾	40	23	32	28¼	29 „
2¼	114	7½	55	12¾	47	18	35	23¼	25	28½	31 „
2½	113	7¾	48	13	47	18¼	36	23½	30	28¾	23 „
2¾	136	8	44	13¼	48	18½	37	23¾	32	29	15 „
3	145	8¼	40	13½	47	18¾	45	24	25	29¼	12 „
3¼	148	8½	63	13¾	40	19	45	24¼	21	29½	17 „
3½	143	8¾	83	14	32	19¼	45	24½	24	29¾	19 „
3¾	137	9	89	14¼	21	19½	45	24¾	20	30	20 „
4	132	9¼	92	14½	13	19¾	45	25	30	32	2 links
4¼	122	9½	88	14¾	18	20	39	25¼	30	34½	15 rechts
4½	115	9¾	74	15	28	20¼	31	25½	18		
4¾	106	10	67	15¼	32	20½	20	25¾	10		

b) Polarisationsstrom zwischen b und S_1 (Fig. 9).

Zeit	Skalenteile	Zeit	Skalenteile	Zeit	Skalenteile	Zeit	Skalenteile	Zeit	Skalenteile	Zeit	Skalenteile
	rechts		rechts		rechts		rechts		rechts		rechts
0	238	6¼	102	12½	38	18¾	45	25	29	31¼	38
¼	220	6½	100	12¾	42	19	48	25¼	28	31½	38
½	197	6¾	94	13	39	19¼	47	25½	27	31¾	35
¾	187	7	90	13¼	36	19½	46	25¾	36	32	32
1	173	7¼	88	13½	36	19¾	42	26	40	32¼	28
1¼	155	7½	84	13¾	37	20	36	26¼	47	32½	20
1½	157	7¾	79	14	36	20¼	38	26½	42	32¾	17
1¾	163	8	74	14¼	40	20½	38	26¾	34	33	18
2	162	8¼	70	14½	40	20¾	30	27	30	33¼	18
2¼	152	8½	64	14¾	39	21	30	27¼	26	33½	19
2½	144	8¾	57	15	37	21¼	38	27½	27	33¾	24
2¾	142	9	60	15¼	39	21½	37	27¾	33	34	26
3	143	9¼	63	15½	40	21¾	33	28	39	34¼	27
3¼	147	9½	59	15¾	46	22	30	28¼	40	34½	29
3½	148	9¾	59	16	42	22¼	34	28½	37	34¾	32
3¾	138	10	56	16¼	45	22½	33	28¾	38	35	29
4	124	10¼	54	16½	47	22¾	32	29	33	35¼	26
4¼	118	10½	57	16¾	42	23	33	29¼	32	35½	20
4½	118	10¾	55	17	38	23¼	35	29½	32	35¾	18
4¾	118	11	50	17¼	38	23½	32	29¾	32	36	20
5	117	11¼	47	17½	41	23¾	30	30	36		
5¼	114	11½	43	17¾	44	24	32	30¼	40		
5½	108	11¾	40	18	48	24¼	35	30½	38		
5¾	102	12	40	18¼	46	24½	34	30¾	38		
6	98	12¼	35	18½	46	24¾	35	31	38		

c) Polarisationsstrom zwischen a und b (Fig. 10).

Der Strom läuft im Kristall von a nach b.

Zeit	Skalenteile	Zeit	Skalenteile	Zeit	Skalenteile	Zeit	Skalenteile	Zeit	Skalenteile
	rechts		rechts		rechts		rechts		rechts
¼	200	2	18	3¾	2	5½	2	7¼	5
½	165	2¼	11	4	1	5¾	3	7½	5
¾	115	2½	9	4¼	0	6	4	7¾	5
1	67	2¾	8	4½	1	6¼	4		
1¼	48	3	7	4¾	1	6½	4		
1½	36	3¼	6	5	1	6¾	2		
1¾	27	3½	5	5¼	0	7	2		

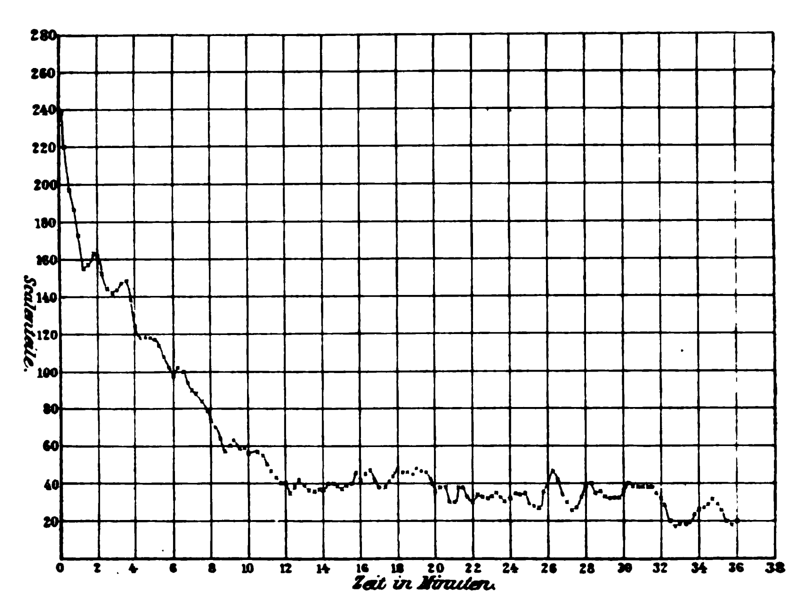


Fig. 9. **Bleiglanz** von Freiberg. Polarisationsstrom zwischen b und S_1.

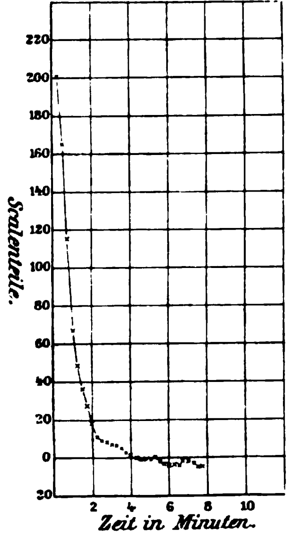


Fig. 10. Bleiglanz von Freiberg. Polarisationsstrom zwischen a und b.

d) Polarisationsstrom zwischen u und S_2.

Es zeigt sich nur ein äußerst schwacher Strom von 2 Skalenteilen rechts.

2. Der Hauptstrom läuft im Kristall von a nach u. Spannung: 2 Volt, Stromstärke: 0,05 Amp., Stromdauer: 5 Minuten.

Ein Ausschlag des Galvanometers nach links zeigt einen dem Hauptstrom entgegengesetzten Strom an.

Da die Ströme im wesentlichen denselben Verlauf nehmen wie in der Versuchsreihe 1, so sind nur die ersten Ausschläge des Galvanometers beobachtet. Dagegen ist der Polarisationsstrom zwischen u und S_2, der in jener Versuchsreihe unmerklich war, in seinem ganzen Verlaufe verfolgt worden.

a) Polarisationsstrom zwischen a und S_1. 250 Skalenteile links.

b) Polarisationsstrom zwischen b und S_1. 100 Skalenteile rechts.

c) Polarisationsstrom zwischen a und b. Der Strom läuft im Kristall von a nach b. 250 Skalenteile rechts.

d) Polarisationsstrom zwischen u und S_2 (Fig. 11).

Zeit	Skalenteile	Zeit	Skalenteile	Zeit	Skalenteile	Zeit	Skalenteile	Zeit	Skalenteile
	links		rechts		rechts		rechts		rechts
0	300	2	125	4	118	6	98	8	78
¼	250	2¼	135	4¼	117	6¼	100	8¼	78
½	170	2½	148	4½	122	6½	106	8½	80
¾	30	2¾	153	4¾	122	6¾	104	8¾	78
	rechts	3	150	5	118	7	98	9	74
1	50	3¼	145	5¼	110	7¼	90	9¼	69
1¼	85	3½	144	5½	106	7½	85	9½	70
1½	95	3¾	121	5¾	100	7¾	82	9¾	72
1¾	108							10	65

Es wurde noch untersucht, wie sich der Verlauf der Sekundärströme gestaltet, wenn eine *dritte* Nadel c auf dem Bleiglanzprisma stand, die etwas weiter von a entfernt war als b. Der Lauf der Ströme bei drei Versuchen ist in Fig. 12 wiedergegeben.

1. Bei Versuch 1 lief der Hauptstrom *von a nach u*: 2 Volt, 0,05 Amp., Stromdauer: 5 Minuten.

2. Bei Versuch 2 lief der Hauptstrom *von u nach a*: 2 Volt, 0,05 Amp., Stromdauer: 5 Minuten.

3. Um festzustellen, wie bei Erwärmung durch den Strom die *Thermoströme* im Kristall laufen, wurde Stift a durch Berührung mit einem erhitzten Metallstab erwärmt. Die beobachtete Stromverteilung ist dargestellt in Fig. 12, 3.

Hiernach ist der *Verlauf der Polarisationsströme im Bleiglanz* folgender:

1. *Richtung des Hauptstroms im Kristall von u nach a.* Zwischen a *und* S_1 zeigt sich ein kräftiger, dem Hauptstrom gleichgerichteter Strom, der schnell auf Null sinkt und in einen starken, dem Hauptstrom entgegengesetzten Strom übergeht.

Zwischen b und S_1 tritt ein Strom auf, der ein wenig kräftiger, aber dem Hauptstrom entgegengesetzt ist; er sinkt allmählich auf Null.

Von a nach b läuft ein Strom von nahezu derselben Stärke wie die beiden ersten. Er fällt ziemlich rasch ab und geht in einen sehr schwachen Strom von entgegengesetzter Richtung über.

Zwischen u und S_2 ist ein deutlicher Polarisationsstrom nicht nachzuweisen.

2. Richtung des Hauptstroms im Kristall von a nach u. Der Strom zwischen a und S_1 ist dem Hauptstrom entgegengesetzt gerichtet, und seine Stärke ist größer als bei der Schaltung 1.

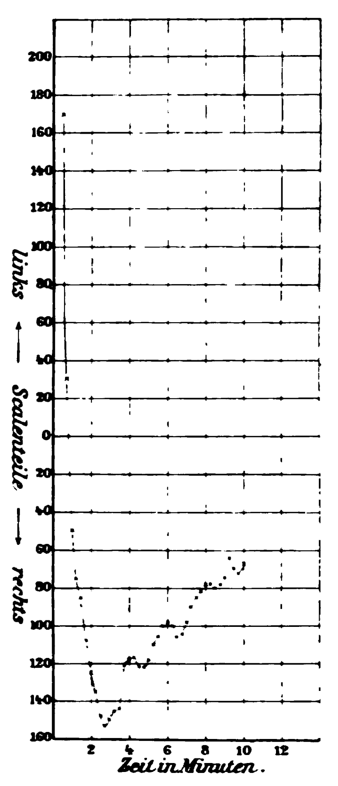


Fig. 11. Bleiglanz von Freiberg. Polarisationsstrom zwischen u und S_2.

Der Strom zwischen b und S_1 ist dem Hauptstrom gleichgerichtet und bedeutend schwächer als bei der Schaltung 1.

Der Strom zwischen a und b läuft von a nach b, seine Stärke ist größer als bei der Schaltung 1.

Zwischen u und S_2 tritt ein starker, dem Hauptstrom entgegengesetzter Strom auf, der schnell bis Null sinkt und in einen dem Hauptstrom gleichgerichteten Strom übergeht.

Wird noch eine dritte Nadel c auf den Kristall gesetzt (Fig. 12), so läuft bei jeder Richtung des Hauptstromes ein Strom von der Nadel b, die a näher steht, zu der Nadel c, die weiter von a entfernt ist. Von jeder Nadel, die nicht vom Hauptstrom durchflossen wird, läuft bei jeder Richtung des Hauptstromes ein Strom zu der Nebenelektrode S_1.

Diese Beobachtungen sind folgendermaßen zu deuten:

1. Richtung des Hauptstroms von u nach a. An der Kathode a sind nach Öffnung des Hauptstromes drei sekundäre Ströme möglich: der Thermostrom, der vom Bleiglanz zur spitzen Elektrode fließt, der galvanische Strom der Kombination Cu ¦ $PbSO_4$ ¦ PbS, der durch Oxydation des PbS entsteht, und der Polarisationsstrom, der von der Elektrode der Bleisalzlösung herrührt. Die beiden letzten Ströme sind dem Hauptstrom entgegengesetzt gerichtet.

Infolge der spitzen Form der Elektrode herrscht kurz nach Öffnung des Hauptstromes der Thermostrom vor: er fällt sehr rasch bis Null, und es tritt ein Strom von entgegengesetzter Richtung, der Polarisationsstrom, auf, der ein

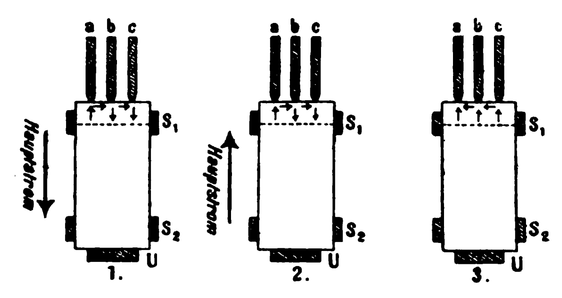


Fig. 12. Bleiglanz von Freiberg. Polarisationsströme zwischen a, b, c und S_1.

Maximum erreicht und dann langsam sinkt. Daß der anfangs überwiegende Strom an der Elektrode a ein Thermostrom ist, geht daraus hervor, daß seine Richtung unabhängig ist von der Richtung des Hauptstromes. Zwischen den Nadeln b und c und der Nebenelektrode S_1 tritt nur je ein Strom auf, der erst schnell, dann langsamer bis Null sinkt. Er entspricht in der Richtung einem Strom des galvanischen Elementes Cu | Elektrolyt | PbS und ist der Diffusion gelöster Oxydationsprodukte von der Nadel a zu den Nadeln b und c zuzuschreiben. Da Stift b näher an a liegt als c, muß die Stromintensität bei b größer sein als bei c und ein Strom von b nach c fließen.

An der Anode u ist infolge der großen Berührungsfläche der Elektrode ein starker Thermostrom nicht vorhanden. Auch wird die Oxydation, die schon für sich an der Anode

schwächer ist, infolge der geringen Stromdichte weniger energisch sein. Hierzu kommt noch, daß der Polarisationsstrom infolge der Zersetzung der Lösung entgegengesetzt gerichtet ist dem Strom des galvanischen Elements Cu | $PbSO_4$ | PbS. Hierauf ist die äußerst geringe Stärke des beobachteten Stromes zurückzuführen.

2. Richtung des Hauptstroms von a nach u. Durch die Umkehr des Hauptstromes wird im Verlauf der Polarisationsströme nichts Wesentliches geändert. Nur ist jetzt der Strom bei a stärker, da Polarisationsstrom und Thermostrom gleiche Richtung haben und der galvanische Strom des Elements Cu | $PbSO_4$ | PbS schwächer ist, weil geringere Oxydation des Sulfids stattfindet. Aus demselben Grunde ist auch der Strom von a nach b jetzt stärker. Die Ströme zwischen b oder c und S_1 sind schwächer, weil weniger Oxydationsprodukte von a zu den Nadeln diffundieren; ihre Richtung muß stets die des galvanischen Elementes Kupfer | Elektrolyt | Bleisulfid bleiben, welche Richtung auch der Hauptstrom hat. Der Strom bei u ist jetzt kräftig, weil der Bleiglanz dort die Rolle einer Anode spielt, also lebhafter oxydiert wird. Kurz nach Öffnung des Hauptstromes überwiegt noch der Polarisationsstrom der Lösung, der schnell auf Null sinkt, während der galvanische Strom der Elektrode länger anhält.

Es geht aus diesen Beobachtungen hervor, daß die an den Elektroden gebildeten Oxydationsprodukte sich durch Diffusion im Bleiglanz verbreiten.

Es ist hieraus der Schluß zu ziehen, daß die Struktur des Bleiglanz eine schwammartige ist, d. h. daß die mit Wasser erfüllten Poren des Bleiglanz untereinander in Verbindung stehen. Das elektrische Verhalten des Bleiglanz würde ein ganz anderes sein, wenn er isolierte Einschlüsse von Wasser enthielte. Der Zusammenhang der Poren ergibt sich auch aus der Eigenschaft des Bleiglanz, als osmotische Membran wirken zu können.

Die Versuche über die Verteilung der Widerstände an Anode und Kathode und die Polarisationsströme beim Silberglanz und Bleiglanz führen also zu dem Ergebnis, daß diese Körper jedenfalls bei Zimmertemperatur

durch den Strom nicht elektrolytisch zerlegt werden, und daß die unipolaren Erscheinungen auf den Wassergehalt zurückgeführt werden müssen.

5. Diskussion der älteren Beobachtungen.

Meine Versuche haben eine bestimmte Vorstellung über die Struktur der unipolaren Leiter geschaffen. Es soll jetzt geprüft werden, ob es auf Grund dieser Vorstellung gelingt, die Beobachtungen zu deuten, die sich in der Literatur über diesen Gegenstand finden.

Da der elektrische Leitungswiderstand der unipolaren Leiter, abgesehen von dem spezifischen Widerstand der Substanz selbst, noch von der Struktur, dem Gehalt an Wasser und Gasen und den im Wasser gelösten Stoffen abhängt, so wird er bei derselben Substanz von Probe zu Probe verschieden sein. Hierauf ist es zurückzuführen, daß Bäckström's[1] genaue Widerstandsmessungen an verschiedenen Eisenglanzstücken sehr voneinander abweichen. Auch die widersprechenden Angaben über den spezifischen Widerstand von Sulfiden bei Streintz und Mönch finden so eine Erklärung. Wie groß der Einfluß der Struktur und des Wassers sein kann, geht aus der Angabe Bidwell's hervor, daß bei einer Reihe von Selenpräparaten, die auf gleiche Weise und in gleicher Dicke hergestellt waren, der Widerstand zwischen 33 und 1630 Megohm schwankte.

Die Beobachtung, die Mönch (dies. Jahrb. 1905. Beil.-Bd. XX. p. 396) bei der Untersuchung gepreßter Pulver machte, daß der Widerstand der Sulfidzylinder von einem Tage zum andern sich änderte, ist darauf zurückzuführen, daß sich der Wassergehalt der Zylinder entsprechend der Luftfeuchtigkeit änderte.

Auf der Porosität der unipolaren Leiter beruht auch der große Übergangswiderstand, den sie im Kontakt mit anderen Körpern zeigen. Braun[2] fand, daß bei Psilomelan, Bleiglanz und Pyrit der Hauptwiderstand an den Elektroden

---

[1] Bäckström, Öfers. af K. Vet. Akad. Förh. **45**. 1888. p. 533; **51**. 1894, p. 545.

[2] Braun, Wied. Ann. 1. 1877. p. 95.

liegt. Für Psilomelan wurde diese Beobachtung durch H. MEYER[1], für den Pyrit durch BELLATI und LUSSANA[2] bestätigt. Die beiden letzteren Autoren zeigten außerdem, daß der Übergangswiderstand in hohem Maße durch den Druck beeinflußt wird, den man auf die Elektroden ausübt, und daß er mit dem Stromdurchgang sich rasch verändert. Diese Erscheinungen sind darauf zurückzuführen, daß der Pyrit wie ein Kohärer wirkt, und BELLATI und LUSSANA weisen auch auf die Ähnlichkeit ihrer Beobachtungen mit den an zusammengepreßter Kohle gemachten hin. An gepreßten Zylindern, wie sie von STREINTZ und MÖNCH untersucht sind, muß diese Kohärerwirkung noch schärfer hervortreten.

Daß auch beim Selen ein großer Teil des Widerstandes an den Elektroden liegt, wurde durch SIEMENS, SABINE, MOSER, BIDWELL[3] u. a. beobachtet. Infolge des hohen Übergangswiderstandes bei verhältnismäßig geringem Eigenwiderstande eignet sich das Selen auch zu mikrophonischen Zwecken, und SUMMER-TAINTER haben nach MOSER ein Mikrophon konstruiert, in dem Kohle durch Selen ersetzt ist.

Um die unipolaren Leiter auf ihre elektrolytische Leitfähigkeit zu prüfen, sind sie besonders häufig auf Polarisationsströme untersucht worden. Aus den Angaben in der Literatur ergibt sich, daß sie sich hinsichtlich der Stärke der von ihnen gelieferten Polarisationsströme in eine Reihe nach abnehmendem Widerstande anordnen lassen.

W. LEICK[4] beobachtete beim Schwefel, den er zwischen zwei großen Plattenelektroden erstarren ließ, Polarisationsströme von bedeutender Stärke und mehrstündiger Dauer. Für das Selen, dessen Widerstand für verschiedene Proben außerordentlich verschieden ist, finden sich Zahlenangaben bei MOSER[5], der bei Zellen aus zwei Kupferdrähten eine Polarisation von ca. $\frac{1}{1000}$ Volt, bei einer Zelle aus einer Kupfer-

---

[1] MEYER, WIED. Ann. **19**. 1883. p. 70.

[2] BELLATI e LUSSANA, Atti del R. Ist. Ven. (6.) **6**. 1888. p. 189.

[3] SIEMENS, Monatsber. d. Berl. Akad. 1876. p. 108; SABINE, Phil. Mag. **5**. 1878. p. 401; MOSER, Phil. Mag. **12**. 1881. p. 212; BIDWELL, Phil. Mag. **40**. 1895. p. 233.

[4] LEICK, WIED. Ann. **66**. 1898. p. 1107.

[5] MOSER, Phil. Mag. **12**. 1881. p. 212.

und einer Zinkplatte eine Polarisation von 0,4 Volt beobachtete. Polarisationsströme von Selenzellen werden fast von allen Forschern erwähnt, die sich mit diesem Körper beschäftigt haben, wie ADAMS und DAY, SABINE, KALISCHER, ULJANIN, BIDWELL[1] u. a. Beim Silbersulfid fand HITTORF[2] kräftige Polarisationsströme, etwas schwächere beim Kupfersulfür. Am Bleiglanz wurden von J. BERNFELD, F. STREINTZ und W. MÖNCH[3] selbst nach längerem Durchleiten starker Ströme keine Polarisationsströme wahrgenommen. Dasselbe beobachteten beim Eisenglanz BÄCKSTRÖM[4] und beim Pyrit BELLATI und LUSSANA[5]; die auftretenden schwachen Ströme wurden für Thermoströme gehalten.

Durch die Versuche BIDWELL's am Selen und die des Verf.'s an den übrigen in Frage kommenden Körpern ist nachgewiesen, daß die auftretenden Polarisationsströme von dem adsorbierten Wasser herrühren. Sie werden daher stark sein, wenn das Metallgerüst des unipolaren Leiters schlecht leitet, und um so schwächer, je geringer sein Widerstand ist, da hierdurch dem Polarisationsstrom ein Schließungskreis von um so kleinerem Widerstand geboten wird. Auch die Größe der Elektrode wird eine Rolle spielen, da bei großer Oberfläche der Elektrode und gutem Kontakt der die Lösung durchlaufende Teil des Hauptstromes unmerklich sein wird, wenn das Metallgerüst des unipolaren Leiters eine gute Leitfähigkeit besitzt.

Ebenso ist es jetzt verständlich, daß ein unipolarer Leiter unter Umständen in galvanischen Zellen die Rolle eines festen Elektrolyten spielen kann. Das in ihm enthaltene Wasser verleiht ihm die Eigenschaften eines Elektrolyten. Sein Metallgerüst bildet einen Nebenschluß zu der galvanischen Zelle, und hieraus erklären sich die außerordentlich schwachen

[1] ADAMS and DAY, Proc. Roy. Soc. London. **25.** 1877; SABINE, Phil. Mag. **5.** 1878. p. 401; KALISCHER, WIED. Ann. **32.** 1887. p. 108; ULJANIN, WIED. Ann. **34.** 1888. p. 247; BIDWELL, Phil. Mag. **40.** 1895. p. 233.

[2] HITTORF, POGG. Ann. **84.** 1851. p. 1.

[3] BERNFELD, Zeitschr. f. phys. Chemie. **25.** 1898. p. 46; STREINTZ, Phys. Zeitschr. **4.** 1903. p. 106; MÖNCH, dies. Jahrb. 1905. Beil.-Bd. XX. p. 365.

[4] BÄCKSTRÖM, Öfers. af K. Vet. Akad. Förh. **45.** 1888. p. 533.

[5] BELLATI e LUSSANA, Atti del R. Ist. Ven. (6.) **6.** 1888. p. 189.

Ströme, die von ERHARD und BIDWELL[1] beobachtet wurden. Zellen mit vorzüglichen Leitern wie Bleiglanz und Kupfersulfür mit großem Gehalt an Kupfersulfid, die BIDWELL, ERHARD und MÖNCH untersuchten, liefern keine merklichen Ströme, weil der Nebenschluß, den das poröse Metallgerüst bildet, einen zu kleinen Widerstand besitzt.

Es lassen sich also die Erscheinungen, die an allen unipolaren Leitern, aber in verschiedener Stärke auftreten, aus der porösen Struktur und dem Wassergehalt erklären. Es soll nun gezeigt werden, daß auch die zahlreichen Beobachtungen, die an einzelnen Körpern gemacht sind, auf diese beiden Ursachen zurückzuführen sind. Die vorgesetzten Nummern beziehen sich auf die entsprechenden Abschnitte der Einleitung.

1. Gegen HITTORF's[2] Deutung des eigentümlichen elektrischen Verhaltens des Silbersulfids sind folgende Einwände zu erheben.

1. Wenn durch den galvanischen Strom eine Zerlegung des Ag_2S in Ag und S stattfindet, warum ist stets nur eine Abscheidung von Silber zu beobachten und nicht von Schwefel, der doch auf dem Silbersulfid noch leichter zu sehen ist als das Silber?

2. Der an der Anode austretende Schwefel müßte sich bei 190° unbedingt mit dem Silber der Elektrode verbunden haben.

3. Der gut leitende Silberfaden soll bei der Abkühlung zerreißen, und dadurch die geringe Leitfähigkeit bei Zimmertemperatur erklärt werden. Dann müßte die Zunahme des Widerstandes bei der Abkühlung plötzlich erfolgen. Die Beobachtungstabellen HITTORF's lehren das Gegenteil.

4. Warum zerreißt der gebildete Silberfaden nicht bei der Abkühlung des mit Kupfersulfid kombinierten Silbersulfidzylinders?

Hierzu kommt noch, daß die Untersuchung der Widerstände an der Kathode und Anode eines Silbersulfidzylinders (vergl. p. 346) zu dem Ergebnisse führt, daß der Widerstand

[1] ERHARD, Jahrb. f. Berg- u. Hüttenkunde im Königreich Sachsen. 1885. p. 175; BIDWELL, Phil. Mag. 20. 1885. p. 328.

[2] HITTORF, POGG. Ann. 84. 1851. p. 1.

an der Anode keineswegs den Hauptteil des Gesamtwiderstandes ausmacht. Nimmt man die Beobachtungen am Silbersulfid auf p. 349 zur Deutung der von Hittorf geschilderten Vorgänge zu Hilfe, so wird man sich folgendes Bild zu machen haben: der erste Stromdurchgang durch den Zylinder aus Cu_2S oder Ag_2S bewirkt eine elektrolytische Zerlegung der im Körper enthaltenen Lösung. Da die Elektroden mit dem Silbersulfid infolge seiner porösen Struktur einen sehr schlechten Kontakt bilden, wird an den Elektroden leicht durch Bildung von schwer löslichem, schlecht leitendem Silbersulfat eine Isolationsschicht zwischen Elektrode und Zylinder auftreten. Wird der Strom kommutiert, so kann er infolge der zuerst abgeschiedenen Bestandteile eine kurze Zeit fließen und scheidet in dieser Zeit genügend Silber aus, um eine Metallbrücke zwischen Elektrode und Zylinder herzustellen. Die Versuche auf p. 347 bestätigen diese Erklärung; denn bei jedem momentanen Stromstoß wird der Widerstand an Anode und Kathode kleiner und erreicht dann selbst bei längerem Stromschluß nicht die frühere Höhe.

In den inneren Poren findet beim Stromdurchgang eine Oxydation und Reduktion des Ag_2S und Cu_2S statt. Die Oxydationsprodukte werden dem Wasser der Poren eine bessere Leitfähigkeit verleihen; beim Ag_2S wird diese Erhöhung der Leitfähigkeit infolge der Schwerlöslichkeit des Ag_2SO_4 nicht sehr groß sein, und dementsprechend wird der Strom auch nicht viel Silber ausscheiden. Dagegen wird beim Cu_2S infolge der Leichtlöslichkeit des $CuSO_4$ der Widerstand des Wassers bedeutend abnehmen, und verhältnismäßig große Mengen Kupfer werden elektrolytisch abgeschieden werden.

Für eine solche Abscheidung des Kupfers in den einzelnen Poren des Körpers spricht auch die Gestalt, in der es sich nach Hittorf's Angaben im Kupfersulfür nach dem Stromdurchgang findet: „am negativen Pol tritt das Kupfer in drahtförmiger Gestalt auf, es drängen sich aus dem Innern Büschel von Haaren hervor; im Innern der Masse findet sich das Kupfer in der Form von Blättchen."

Der Wasserstoff, der in den Poren an der Kathode entwickelt wird, wirkt bei der höheren Temperatur reduzierend auf das Silbersulfid und Kupfersulfür, und es wird unter

H_2S-Entwickelung Kupfer ausgeschieden. Die Art der Metallabscheidung könnte zu der Vermutung führen, daß an dem porösen Körper die Erscheinungen der Elektrostenolyse auftreten; doch zeigen nach den Versuchen von F. BRAUN die regelmäßig fein porösen Stoffe, wie Hydrophan, keine Elektrostenolyse. Ist alles Wasser verbraucht, so hören die anomalen Erscheinungen auf. Das Kupfersulfür wird dann infolge der Abscheidung von Kupfer in allen Poren eine verhältnismäßig gute Leitfähigkeit besitzen und durch den Strom nicht weiter zerlegt werden.

Wird der Zylinder abgekühlt, so sinkt seine Leitfähigkeit bedeutend; denn abgesehen von dem Temperaturkoeffizienten des Metallgerüstes nimmt die Leitfähigkeit der Lösung und die Löslichkeit der Oxydationsprodukte schnell ab. Dazu kommt aber jedenfalls noch eine mechanische Wirkung: wenn der Zylinder beim Erkalten sich zusammenzieht, wird die an den Kontakten gebildete Silberbrücke abgerissen.

Daß die Kombination des Silbersulfidzylinders mit Kupfersulfür an den Elektroden die erste starke Stromhemmung verhindert, ist verständlich, da auf diese Weise der an der Elektrode abgeschiedene Sauerstoff das oxydable Kupfersulfür zu Kupfersulfat oxydiert, das infolge seiner hohen Löslichkeit keine Stromhemmung bewirkt. Auf dieser Oxydation beruht auch die allmähliche Widerstandsabnahme, die ein so kombinierter Zylinder erfährt, wenn er bei Zimmertemperatur längere Zeit von einem Strome durchlaufen wird.

Das Silbersulfid zeigt nach HITTORF's Angaben ein dem Kupfersulfür ganz entsprechendes Verhalten. Die meisten Erscheinungen am Kupfersulfür sind durch die Annahme BODLÄNDER's[1], daß das Sulfür bei höherer Temperatur durch den Strom in CuS und Cu zerlegt würde, befriedigend gedeutet, nur ist nicht verständlich, warum die eigentümliche Art der Kupferabscheidung in Form von Haaren in der Nähe des negativen Pols, in Form von Blättchen im Innern des Zylinders sich zeigt. Die Erklärung wird durch den Nachweis der porösen Struktur geliefert. Bei niederer

[1] BODLÄNDER, Zeitschr. f. Elektrochemie. 11. 1905. p. 161.

Temperatur, wo der elektrolytische Charakter des Kupfersulfürs mehr zurücktritt, wird das adsorbierte Wasser wohl die Hauptrolle beim Stromdurchgang spielen, denn die Mitteilung von W. Mönch (dies. Jahrb. 1905. Beil.-Bd. XX. p. 433), daß ein aus Kupferglanz geschnittener Zylinder keine, ein aus Kupferglanzpulver von demselben Fundort gepreßter Zylinder deutliche unipolare Leitung zeigte, weist darauf hin, daß jedenfalls bei Zimmertemperatur die Ursache der Unipolarität auch beim Kupfersulfür nicht in einer elektrolytischen Leitfähigkeit zu suchen ist.

Die Annahme, daß die Beobachtungen Hittorf's am Silbersulfid durch eine elektrolytische Zerlegung des Ag_2S in AgS und Ag bedingt sind, würde es unmöglich machen, die Stromhemmung auf abgeschiedene Produkte zurückzuführen. Die Verbesserung der Leitfähigkeit eines Zylinders bei längerem Stromdurchgang müßte dann auf die Bildung eines Silberfadens zurückgeführt werden, und damit würden dieselben Widersprüche entstehen, die oben hervorgehoben wurden. Vor allem sprechen auch noch die Angaben von Hittorf und Streintz, daß oberhalb 180° der Widerstand des Silbersulfidzylinders nicht mehr von der Stärke und Richtung des Stromes abhängig war, gegen eine elektrolytische Zerlegung des Silbersulfids, da eine Elektrolyse durch weitere Temperaturerhöhung begünstigt werden müßte.

2. F. Braun[1] hat seine zahlreichen Beobachtungen an unipolaren Leitern ohne eine Erklärung mitgeteilt. Seine wichtigsten Resultate (vergl. p. 328) können ebenfalls auf die poröse Struktur der unipolaren Körper zurückgeführt werden.

1. Daß der Widerstand von Richtung, Dauer und Intensität des Stromes abhängt, ist notwendig, da der Leiter sich aus einem metallischen und einem elektrolytischen Widerstand, dem adsorbierten Wasser, zusammensetzt.

2. Die Beobachtung, daß bei einer Änderung der Intensität des Stromes die Richtung besserer Leitfähigkeit sich umkehren kann, läßt mehrere Deutungen zu. Die einfachste ist wohl folgende:

Braun versah den Leiter an der einen Seite mit einer

[1] Braun, Pogg. Ann. **153**. 1874. p. 546; Wied. Ann. **1**. 1877. p. 95; **4**. 1878. p. 476; **19**. 1883. p. 340.

plattenförmigen, an der gegenüberliegenden mit einer spitzen Elektrode. Diese Elektroden bilden an jeder Seite mit den von Wasser erfüllten Poren des Leiters kleine Elemente. Da ihre Zahl an der Platteneléktrode P größer ist als an der Spitze S, so wird der Strom leichter von der Platte zur Spitze fließen, da dies die Richtung der Mehrzahl jener Elemente ist. Gibt man dem Strom die Richtung P ⟶ S, so wird an der Spitze Wasserstoff, an dem ihr gegenüberliegenden Sulfid Sauerstoff entwickelt. Bei schwachen Strömen wird die Sulfatbildung nicht zu einer Stromhemmung führen. Werden aber stärkere Ströme P ⟶ S angewandt, so wird das schlecht leitende Sulfat bald eine Isolationsschicht zwischen Spitze und Sulfid bilden. Dann würde also der Strom leichter von der Spitze zur Platte fließen. Bei dieser Stromrichtung S ⟶ P werden infolge der ausgedehnten Sauerstoffentwickelung an dem der Platte gegenüberliegenden Sulfid die Oxydationsprodukte dem adsorbierten Wasser schneller und in größeren Mengen zugeführt, und dadurch wird eine schnellere Verbesserung der Leitfähigkeit erzielt als bei der umgekehrten Stromrichtung.

In dieser Betrachtung sind unangreifbare Elektroden angenommen, bei angreifbaren würden sich die Verhältnisse wesentlich ändern. Außerdem ist bei allen Erwägungen stillschweigend ein idealer unipolarer Leiter vorausgesetzt, dessen poröse Struktur überall gleich ist. Diese Forderung ist nicht immer erfüllt, und dann kann sich obige Regel umkehren.

3. Aus dieser Auseinandersetzung geht hervor, daß eine Regel, wie: „Der Strom geht stets leichter von Spitze zur Fläche oder umgekehrt“, nicht gelten kann.

4. Der Widerstand des Leiters nimmt im allgemeinen mit der Dauer des Stromes ab, weil mit ihr die Menge der im Wasser gelösten Stoffe und damit die Leitfähigkeit zunimmt. Doch wird diese Zunahme nur dann erfolgen, wenn das Wasser ziemlich rein ist, und stets nicht mehr Oxydationsprodukte vorhanden sind, als das Wasser lösen kann. Ist nicht genügend Wasser vorhanden, so findet eine Widerstandszunahme statt, wie sie auch von F. Braun an einem Bleiglanz beobachtet wurde.

5. Daß die anomalen Erscheinungen ihren Sitz an den Elektroden haben müssen, geht schon aus den Darlegungen unter 2 hervor.

6. Da die galvanischen Ströme an Anode und Kathode entgegengesetzt sind, so würden sie sich bei völliger Gleichheit der Elektroden aufheben. Da nur ihre Differenz zur Beobachtung gelangt, werden die „unipolaren“ Erscheinungen am schärfsten sein, wenn die eine Elektrode groß, die andere klein ist. Daß bei großer Elektrodenfläche die unipolare Leitung weniger scharf hervortritt, hat seine Ursache darin, daß bei gutem und vielfachem Kontakt der Stromteil, welcher die im Körper enthaltene Lösung durchläuft, äußerst gering ist.

7. Bei „unipolaren“ Leitern, deren Metallgerüst gut und deren adsorbierte Lösung schlecht leitet, wie es meist bei Bleiglanz und Psilomelan der Fall ist, wird bei geringer Stromstärke der die Lösung durchlaufende Stromteil praktisch Null sein. Es müssen daher die „unipolaren“ Erscheinungen ausbleiben.

8. und 9. Die Einwirkung des Wechselstroms wird eine doppelte sein. Erstens verhält sich der unipolare Leiter wie ein Kohärer, hieraus ergibt sich Beobachtung 8; zweitens stellt er eine oxydable Substanz dar, hieraus folgt Beobachtung 9.

10. Die Metalloxyde haben dieselbe Struktur wie die Sulfide und müssen daher unipolar leiten.

9. Der Versuch, den Bidwell anführt, um eine elektrolytische Leitfähigkeit des Kupferselenürs wahrscheinlich zu machen, läßt sich ungezwungen deuten, wenn man beachtet, daß nach den Beobachtungen von Hittorf und von Bellati und Lussana[1] dieses Selenür metallisch leitet, und daß zwischen den Elektroden und dem Selenür angefeuchtetes Papier lag. Es spielte also das Selenür die Rolle einer Zwischenplatte in einem Elektrolyten. An der der Kathode zugewandten Plattenseite erfolgte durch Sauerstoffabscheidung eine Oxydation zu Cu_2SeO_4, dessen Elektrolyse dann zur Abscheidung von Cu auf dem Kathodenpapier führte. An der

[1] Hittorf und Bellati und Lussana, vergl. Einleitung p. 328 u. 332.

der Anode zugekehrten Plattenseite fand eine Reduktion durch den entwickelten Wasserstoff statt; es entstand H_2Se, dessen Elektrolyse zur Abscheidung von Se auf dem Anodenpapier Anlaß gab.

12. Auch das „merkwürdige“ Verhalten des Silberglanzes, das CHAPERON[1] mitteilt, beruht auf der porösen Struktur und dem adsorbierten Wasser. Es werden an der heißen wie an der kalten Elektrode galvanische Ströme auftreten, die vom Silber zum Sulfid laufen. An der heißen Elektrode werden sie schwach oder gleich Null sein, da die Erhöhung der Temperatur (Zahlen fehlen bei CHAPERON) das Wasser an der Elektrode zum Verdunsten bringt und der kräftige Thermostrom dem galvanischen entgegengesetzt gerichtet ist. An der kalten Röhre laufen diese beiden Ströme in gleichem Sinne, und daher kommt es dort zu einer Abscheidung von Silber am Sulfid. Daß keine Abscheidung von Schwefel eintritt, was CHAPERON besonders auffiel, wird nach dieser Erklärung selbstverständlich.

13. Durch große Klarheit zeichnet sich unter den Arbeiten über unipolare Leitung die Untersuchung von BELLATI und LUSSANA über den Pyrit aus. Ihre Beobachtungen bestätigen vorzüglich die Deutung, die oben für den Vorgang der unipolaren Leitung gegeben wurde. Vor allem die Tatsache, daß der Widerstand des Pyrits für sich und der eines Kontaktes von Pyrit mit Pyrit von der Stromrichtung unabhängig ist, stützt die Behauptung, daß die Porenelemente an den Elektroden der ausschlaggebende Faktor sind. Anderseits weist diese Beobachtung auch darauf hin, daß die unipolaren Erscheinungen nicht allein durch schlechten Kontakt hervorgerufen werden. Die Beobachtung der Widerstandszunahme beim Durchgang des Stromes in der einen Richtung, der Widerstandsabnahme in der entgegengesetzten Richtung ist so zu deuten: Geht der Strom vom Pyrit zum Metall, so geht er entgegengesetzt dem Strom der Elektrode, und die Polarisation, die von der Kombination $FeS_2 \mid FeSO_4 \mid$ Metall geliefert wird, ist kräftig. Läuft der Strom umgekehrt, so hat er gleiche Richtung mit dem

---

[1] CHAPERON, Compt. rend. **102**. (2.) 1886. p. 860.

Strom der Porenelemente an der Elektrode, und die Polarisation, geliefert von der Kombination Fe | $FeSO_4$ | Metall, wird geringer sein als im ersten Falle, bei Verwendung von Fe als Elektrodenmetall sogar unmerklich. Im ersten Falle wird der Widerstand beim Stromdurchgang zunehmen, bis das Maximum der Polarisation erreicht ist, und der Strom nur noch das Metallgerüst durchläuft. Im zweiten Falle wird infolge der schwachen Polarisation ein dauernder Stromdurchgang durch den Elektrolyt möglich, und die fortgesetzte Oxydation des FeS_2 zu $FeSO_4$ und H_2SO_4, sowie die Abscheidung des Fe führt zu einer immer besseren Leitfähigkeit des Pyrits. Hätten Bellati und Lussana eine bedeutend höhere Stromstärke angewandt, so würde voraussichtlich der Widerstand für beide Richtungen abgenommen haben, in Übereinstimmung mit den Beobachtungen, die Sabine am Selen angestellt hat (vergl. p. 330).

II. Die Lichtempfindlichkeit des Selens beruht auf einer porösen Struktur.

1. Ältere Hypothesen und Beobachtungen.

Eine poröse Struktur, wie sie die „unipolaren" Leiter zeigen, wird nicht nur auf die elektrische Leitfähigkeit einen entscheidenden Einfluß ausüben, sondern auch bei allen übrigen Eigenschaften eine bedeutende Rolle spielen.

Das Selen zeichnet sich vor den übrigen „unipolaren" Leitern dadurch aus, daß es in gewissen kristallinen Modifikationen bei Belichtung eine Zunahme der elektrischen Leitfähigkeit zeigt.

Zur Erklärung dieser Erscheinung sind bisher folgende Hypothesen aufgestellt worden:

1. Siemens[1] nahm an, daß die Wirkung des Lichtes in der Verwandlung der kristallinen Oberfläche des Selens in eine metallische, besser leitende bestehe.

2. Nach Adams und Day[2] sollen die verschiedenen Schichten des Selens infolge ungleichmäßiger Abkühlung sich in

[1] Siemens, Pogg. Ann. **159**. 1876. p. 117; Wied. Ann. **2**. 1877. p. 534.

[2] Adams and Day, Proc. Roy. Soc. London. **25**. 1877. p. 113.

verschieden weit fortgeschrittenem Zustande der Kristallisation befinden. Das Licht soll die Kristallisation erleichtern, und hierdurch die Masse besser leitend werden.

3. Moser[1] wollte die Wirkung des Lichtes auf eine Erwärmung durch die vom Selen absorbierten Lichtstrahlen zurückführen. Durch die Wärmeausdehnung des Selens würde der hohe Übergangswiderstand des Selens an den Elektroden erniedrigt werden.

4. Hesehus[2] stellte die Hypothese auf, daß das Licht in einer bestimmten Modifikation des Selens eine Dissoziation hervorrufe, die zu einer besseren Leitfähigkeit führe.

5. Uljanin[3] nimmt zur Erklärung der photoelektrischen Ströme an, daß die Selenpräparate aus einem Gemenge mehrerer Selenmodifikationen bestehen, darunter sind folgende zwei: a) Lichtempfindliche Modifikation, die vom Lichte in irgend einer Weise in eine andere übergeführt wird. b) „Elektrolytische" Teilchen, von denen unentschieden gelassen wird, ob es sich handelt um eine Lösung zweier Selenmodifikationen ineinander, die durch den Strom getrennt werden, oder um ein Selenid.

Das Licht soll auf doppelte Weise einwirken: Es soll die lichtempfindlichen Teilchen (a) in andere überführen, die positiv gegen die ersteren sind. Außerdem soll es die Wiedervereinigung der durch den Strom zersetzten „elektrolytischen" Teilchen befördern.

6. Bidwell[4] vermutet, daß die Leitfähigkeit des Selens nur auf den ihm beigemengten Seleniden beruhe und der Einfluß des Lichtes darin bestehe, daß es die Verbindung des Selens mit dem Metall der Elektroden zu dem leitenden Selenid befördere. —

Es soll im folgenden geprüft werden, ob diese Hypothesen, oder welche von ihnen den Beobachtungen am Selen genügen.

Zunächst kann die Hypothese von Moser ausgeschieden werden. Obgleich sie keineswegs außerhalb dem Bereich der

[1] Moser, Phil. Mag. (5.) **12**. 1881. p. 212.
[2] Hesehus, Carls Repert. **20**. 1884. p. 564.
[3] Uljanin, Wied. Ann. **34**. 1888. p. 247.
[4] Bidwell, Phil. Mag. (5.) **12**. 1881. p. 212.

Möglichkeit liegt, da es SEMMOLA [1] gelang, bei intermittierender Beleuchtung eines Kohlemikrophons im eingeschalteten Telephon einen Ton zu erzeugen, so haben doch ROSSE, SALE, ADAMS und DAY und HESEHUS [2] gezeigt, daß sie unhaltbar ist, da auch bei Ausschluß aller Wärmestrahlen das Licht auf Selen wirkte. Gegen die Hypothesen 2, 3, 4 und 6 kann man die Beobachtung von R. MARC [3] anführen, daß die Lichtempfindlichkeit des Selens mit Temperatursteigerung abnimmt und bei 70—180° schon unmerklich ist. Nach den genannten Hypothesen müßte eine Erwärmung die Lichtempfindlichkeit begünstigen. — Die Hypothesen von SIEMENS und ULJANIN, die auch KALISCHER [4] unterstützt, daß Selen bei Belichtung in eine metallische, gegen das kristalline Selen elektropositive Modifikation übergeht, werden durch die Erfahrung widerlegt; denn SABINE [5] fand, bei Benutzung des kristallinen Selens als Elektrode in einem Element, daß die Oberfläche des Selens bei Belichtung nicht metallischer, sondern im Gegenteil mehr elektronegativ wird, und die Versuche von RIES [6] und mir bestätigen diese Beobachtung. Auch die Ansicht BIDWELL's, daß nur das im Selen enthaltene Selenid die Lichtempfindlichkeit bedinge, ist unhaltbar, weil es BERNDT [7] gelang, empfindliche Selenzellen herzustellen, bei denen die Metallelektroden durch Kohlefäden ersetzt waren, und jede Berührung der Zelle mit Metall vermieden war.

OSTWALD [8] stützt die Hypothese BIDWELL's durch die Vermutung, daß es sich bei der Lichtempfindlichkeit des Selens um einen elektrolytischen Vorgang handle, bei dem die aus dem Metall der Elektroden gebildete Selenverbindung die Rolle des Elektrolyten übernimmt. Allein

[1] SEMMOLA, Atti R. Ist. d'Incoraggiamento. Napoli. (4.) **6**. 1893.

[2] Earl OF ROSSE, Phil. Mag. **47**. 1874. p. 161; SALE, Phil. Mag. **47**. 1874. p. 216; ADAMS and DAY, Proc. Roy. Soc. London. **25**. 1877. p. 113; HESEHUS, Carls Repert. **20**. 1884. p. 564.

[3] MARC, Zeitschr. f. anorgan. Chemie. **37**. 1903. p. 459.

[4] KALISCHER, WIED. Ann. **32**. 1887. p. 108.

[5] SABINE, Phil. Mag. (5.) **5**. 1878. p. 401.

[6] RIES, Das elektrische Verhalten des kristallinen Selens gegen Wärme und Licht. Inaug.-Diss. Erlangen 1902.

[7] BERNDT, Mechaniker-Zeitung. **12**. 1904. p. 97.

[8] OSTWALD, Lehrbuch d. allgem. Chemie. II. p. 1043.

diese Annahme ist nicht aufrecht zu erhalten; denn: die selenidfreien Zellen von Berndt sind empfindlich; Kupferselenür ist nach den Versuchen von Hittorf[1] und Bellati und Lussana[2] kein Elektrolyt; Kupferselenür ist nach Bellati und Lussana nicht lichtempfindlich; Temperaturerhöhung vermindert nach Marc die Lichtempfindlichkeit der Zellen, während sie eine Dissoziation begünstigen müßte.

Bidwell wies nach, daß die photoelektrischen Ströme in Selenzellen bedingt sind durch die Anwesenheit von Wasser, da sie beim Austrocknen verschwinden. Er spricht die Vermutung aus, daß das Licht vielleicht bei Gegenwart von Wasser die Oxydation des Selens beschleunige.

Es lag die Vermutung nahe, daß die Änderung der Leitfähigkeit auf dieselbe Ursache zurückzuführen sei. Allein Bidwell kam durch seine Versuche zu dem Ergebnis, daß das im Selen enthaltene Wasser zwar die Lichtempfindlichkeit zu begünstigen scheine, aber doch nicht bedinge. Wie schon auf p. 344 gezeigt wurde, war die Austrocknung der Selenzelle bei dem Versuche Bidwell's wahrscheinlich nicht weit genug getrieben, da er das Selen nur 28 Stunden im Exsikkator ließ.

Es ist ferner eine Reihe von Tatsachen bekannt, die darauf hindeutet, daß zwischen der Lichtempfindlichkeit und der porösen Struktur des Selens ein Zusammenhang besteht. Uljanin beobachtete, daß eine Bruchfläche von unempfindlichem kristallinen Selen, das nur bis 100° erwärmt war, u. d. M. sich gleichmäßig kristallin mit scheinbar abgerundeten Unebenheiten zeigte. Eine gleich hergestellte Fläche eines empfindlichen Präparates erschien u. d. M. „viel verwachsener, schneeflockenähnlich“ und zeigte eine hellere, graue Färbung.

Auch die von Kalischer und Bidwell festgestellte Tatsache, daß sich die empfindlichen Zellen gegenüber den nichtempfindlichen durch hohen Widerstand auszeichnen, dient zur Begründung jenes Zusammenhanges; denn das Selen wird einen um so höheren Widerstand haben, je poröser es ist, und das Wasser wird eine um so bedeutendere Rolle bei der

[1] Hittorf, Pogg. Ann. **84.** 1851. p. 1.

[2] Bellati e Lussana, Atti R. Ist. Ven. (6.) **6.** 1888. p. 189.

Leitfähigkeit der Zelle spielen, je höher der Widerstand des Selengerüstes ist, das zu dem Wasser einen Nebenschluß bildet. Weiter findet sich bei BIDWELL noch folgende Mitteilung: „Selen, das durch langsames Abkühlen des Schmelzflusses kristallin erstarrt ist, zeigt unmerkliche oder geringe Polarisation. Diese Modifikation leitet viel besser und ist viel weniger lichtempfindlich als kristallines Selen, das durch Erhitzen von glasigem Selen erhalten wird."

Besonders wichtig ist eine Beobachtung von R. MARC. Bei Selen, das durch Erhitzen von glasigem Selen auf 210° erhalten war und schlecht leitete, drang die Wirkung des Lichtes in die Tiefe; dagegen fand bei Selen, das durch schnelles Abkühlen der Schmelze erhalten war und ein besseres Leitvermögen besaß, nur eine oberflächliche Wirkung des Lichtes statt. — Von der ersten Modifikation haben die Versuche über Osmose (p. 339) gelehrt, daß es deutlich porös ist. Es wird daher von Wasser erfüllt sein. Findet eine Widerstandsveränderung des Wassers durch Belichtung der Oberfläche statt, so wird sich diese durch Diffusion in das Innere der Masse verbreiten und so zu einer Tiefenwirkung führen. Die zweite Modifikation hat sich als nicht porös erwiesen, sie kann daher Wasser höchstens an der Oberfläche adsorbieren, und eine Widerstandsänderung dieses Wassers kann sich nicht in die Tiefe verbreiten. — Die Angabe von MARC, daß Selen, welches Tiefenwirkung zeigt, einen hohen Widerstand besitzt, während das nur oberflächlich empfindliche Selen gut leitet, stützt die Annahme, daß die Porosität und das adsorbierte Wasser eine entscheidende Rolle bei der Lichtempfindlichkeit des Selens spielen.

2. Die Zunahme der Leitfähigkeit des Selens bei Belichtung beruht auf einer chemischen Veränderung des adsorbierten Wassers.

Die Tabelle über die osmotischen Versuche (p. 339) zeigt einen Zusammenhang zwischen Lichtempfindlichkeit und Porosität. Alle Modifikationen des Selens, die nicht oder äußerst schwach lichtempfindlich sind, erweisen sich als nicht merklich porös, während die lichtempfindlichen Prä-

parate deutliche Osmose bewirken, und zwar scheinen die Präparate um so empfindlicher zu sein, je poröser sie sind. Denn die Versuche ergaben folgendes:

	Gasvolumen pro Minute	Lichtempfindlichkeit
Selen erhalten durch langsames Erwärmen von glasigem Se auf 200° und sehr langsame Abkühlung . .	0,04 cbcm	48 %
Desgl.	0,025 „	20 „

Es ist hiernach die Annahme geboten, daß das Licht die Leitfähigkeit des Wassers beeinflußt. Die nächstliegende Deutung ist wohl, daß sich das Selen unter dem Einfluß des Lichtes schneller als gewöhnlich oxydiert, und die gebildete selenige Säure oder Selensäure mit dem Wasser eine Lösung von hoher Leitfähigkeit bildet. Hieraus würden sich folgende Schlüsse ergeben, die sich durch die Beobachtung prüfen lassen.

a) Wird dem Selen das Wasser entzogen, so muß die Lichtempfindlichkeit verschwinden.

b) Erzeugt man in einer Selenzelle, die bei Belichtung keinen merklichen photoelektrischen Strom liefert, einen Polarisationsstrom, so ist dieser, wie Bidwell nachwies, durch das adsorbierte Wasser bedingt. Der Strom wird einen Schließungskreis durch das Metallgerüst des Selens besitzen, und nur ein Teil von ihm wird das an die Zelle angeschlossene Galvanometer durchlaufen. Würde durch Belichtung dieser polarisirten Zelle das Metallgerüst des Selens besser leitend, so müßte der Teil des Polarisationsstromes, der das Galvanometer durchläuft, kleiner werden. Wird dagegen durch die Belichtung dem Wasser eine Säure zugeführt, so ist eine Verstärkung des Polarisationsstromes, also auch des Teiles, der das Galvanometer durchläuft, zu erwarten.

c) Durch Zusatz verschiedener Reagenzien zu dem von der Zelle adsorbierten Wasser muß die Lichtempfindlichkeit beeinflußt werden.

a) Abhängigkeit der Lichtempfindlichkeit vom Wassergehalt.

Ob mit völliger Austrocknung die Lichtempfindlichkeit verschwindet, ist schwer zu prüfen, da das Selen das ad-

sorbierte Wasser äußerst hartnäckig festhält. Folgende Versuche wurden zur Entscheidung der Frage angestellt.

Eine Selenzelle mit Kupferelektroden wurde in einem trockenen Raume mehrfach längere Zeit auf 190° erhitzt und langsam abgekühlt. Vor dem Erwärmen betrug ihre Lichtempfindlichkeit 20 %, nach der Abkühlung ca. 9 %. Dieser Versuch ist nicht einwandfrei, da durch die Erwärmung eine Veränderung der Zelle erfolgen kann.

Es wurde die Lichtempfindlichkeit einer Zelle, die sich in einem Exsikkator befand, von Zeit zu Zeit geprüft. Die Beobachtungen wurden angestellt, als die Abhängigkeit der unipolaren Leitung der Zelle von ihrem Wassergehalt untersucht wurde (vergl. p. 344).

Nach dem Hineinbringen der Zelle in den Exsikkator verflossen:	
0 Stunden	Deutliche Lichtempfindlichkeit.
16 „	Geringe, aber noch deutliche Widerstandsabnahme bei Belichtung.
52 „	Keine merkliche Lichtempfindlichkeit.
172 „	Der Widerstand nimmt bisweilen bei Belichtung ein wenig, aber deutlich zu, bisweilen auch ganz wenig ab.
652 „	Dasselbe; bisweilen keine Wirkung des Lichtes.

Darauf wurde die Zelle aus dem Exsikkator entfernt und 3 Stunden später untersucht. Die Zelle war wieder deutlich lichtempfindlich; der Widerstand nahm bei Belichtung ab, beim Verdunkeln wieder zu.

Die erste Folgerung wird also durch diese Versuche bestätigt.

b) Beobachtung von Polarisationsströmen an Selenzellen.

Der Einfluß einer Belichtung auf Polarisationsströme im Selen wurde an fünf Selenzellen mit Kupferelektroden untersucht. Die Zellen lieferten stets bei Belichtung eine momentane Verstärkung des schnell abfallenden Polarisationsstromes, in welcher Richtung er auch die Zelle durchlaufen mochte. Als Beispiel sei folgender Versuch angeführt. Die Zelle besaß einen Dunkelwiderstand von 29406 Ohm und eine Lichtempfindlichkeit von 14 %.

Es wurde im Dunkeln der Strom eines Trockenelementes eine Minute lang durch die Zelle geschickt. Das an die Zelle nach Öffnung des Stromes angeschlossene Galvanometer gab einen Ausschlag von 30 Skalenteilen nach rechts, der durch Belichtung der Zelle auf 38 Skalenteile anwuchs.

Nachdem dieser Polarisationsstrom unmerklich geworden war, wurde im Dunkeln der Strom desselben Elementes eine Minute lang in der dem ersten Strome entgegengesetzten Richtung durch die Zelle geleitet. Das Galvanometer gab einen Ausschlag von 30 Skalenteilen nach links, der durch Belichtung der Zelle auf 36 Skalenteile links anwuchs.

Demnach stimmt auch der zweite Schluß mit der Erfahrung überein.

c) Änderung der Lichtempfindlichkeit durch Zusatz von Reagenzien zu dem adsorbierten Wasser.

Wenn das Licht die Oxydation des Selens beschleunigt, so kann es in doppelter Weise wirken: es macht die Oberfläche des Selens mehr elektronegativ und verändert die Leitfähigkeit des Wassers durch die Oxydationsprodukte. Diese Wirkungen sind auseinander zu halten, beide werden verschieden beeinflußt durch den Zusatz von Reagenzien.

Was zunächst den Einfluß des Lichtes auf die Leitfähigkeit des Wassers betrifft, so wird der Widerstand der Zelle wenig oder gar nicht zunehmen, wenn sie nicht genug Wasser enthält, um die gebildeten Oxydationsprodukte zu lösen. Die Zunahme der Leitfähigkeit wird am größten sein, wenn gerade so viel Wasser vorhanden ist, daß es mit den Oxydationsprodukten eine Lösung von maximaler Leitfähigkeit bildet; sie wird wieder geringer, wenn Wasser im Überschuß vorhanden ist. Wenn man also einer Zelle, die nur sehr wenig Wasser enthält, ein wenig mehr Wasser zusetzt, so muß die Empfindlichkeit steigen. Wäre die Ansicht richtig, daß das Selen selbst seine Leitfähigkeit unter dem Einfluß des Lichtes ändert, so müßte in diesem Falle eine Abnahme der Empfindlichkeit zu konstatieren sein, da der Nebenschluß zum Selengerüst jetzt geringeren Widerstand besitzt.

Zur Prüfung wurde eine Zelle benützt, die kaum wahr-

nehmbare Polarisation zeigte, deren Widerstand von der Stromstärke nicht merklich, von der Richtung des Stromes ein wenig abhing. Sie besaß einen Dunkelwiderstand von 65250 Ohm und eine Lichtempfindlichkeit von 11 %. Sie wurde mit 99 %igem Alkohol gewaschen und gut mit Fließpapier getrocknet. Ihr Widerstand betrug jetzt im Dunkeln 34239 Ohm und die Lichtempfindlichkeit war auf 14 % gestiegen. Hätte das dem Selen zugeführte Wasser nur als Nebenschluß zum lichtempfindlichen Selen gewirkt, so hätte die Empfindlichkeit auf 6 % sinken müssen.

Dann wurde die Wirkung von Wasser im Überschuß auf die Lichtempfindlichkeit untersucht. Die Zelle befand sich im Dunkeln in einem ganz mit destilliertem Wasser gefüllten Gefäße. Bei der ersten Belichtung zeigte sie eine Widerstandsabnahme von ca. 30 Ohm, durch fünf- bis sechsmal wiederholtes Belichten und Verdunkeln wurde die Lichtempfindlichkeit so herabgesetzt, daß Belichtung nur noch eine Widerstandsabnahme von ca. 8 Ohm zur Folge hatte. Aus dem Gefäß herausgenommen, abgetrocknet und wieder unter Wasser gebracht, hatte die Zelle wieder eine etwas höhere Empfindlichkeit angenommen, die aber beim Eintauchen in das Wasser rasch sank, besonders beim Schütteln. Diese Beobachtung ist so zu deuten, daß der im Wasser und der Zelle vorhandene Sauerstoff durch mehrfaches Belichten schnell verbraucht wird, da das gebildete SeO_2 oder SeO_3 sich stets im Wasser lößt und durch Diffusion fortgeführt wird, so daß das Licht auf frische Stellen wirken kann. Durch Schütteln wird die Diffusion unterstützt.

Auch der Einfluß anderer Reagenzien wurde beobachtet. Eine Zelle, deren Empfindlichkeit ca. 15 % betrug, wurde 24 Stunden verdunkelt in eine sehr schwache KOH-Lösung gelegt, dann mit Wasser abgespült und noch feucht untersucht. Das Licht rief jetzt eine geringe Widerstands*vermehrung* hervor. Hatte die Zelle erst einige Zeit im Hellen gelegen, so nahm bei Belichtung der Widerstand wieder ein wenig ab.

Bei einer zweiten Zelle wurden diese Verhältnisse quantitativ geprüft.

α. Verhalten vor der Behandlung mit Flüssigkeiten. Widerstand im Dunkeln 143800 Ohm, bei Belichtung mit

Auerbrenner in 40 cm Entfernung 115000 Ohm; Differenz 38800 Ohm = ca. 27 %.

β. Die Zelle wurde ca. 20 Stunden in eine verdünnte KOH-Lösung gelegt und mit Fließpapier abgetrocknet. Widerstand im Dunkeln 27040 Ohm, bei Belichtung wie vorher: anfangs sehr geringe Widerstandszunahme, dann keine Veränderung des Widerstandes bei Belichtung. Die Zelle wurde mit Wasser abgespült, ihr Widerstand stieg auf 30820 Ohm. Auch jetzt war keine Lichtempfindlichkeit bemerkbar. Eine Widerstandsänderung von 70 Ohm wäre deutlich bemerkbar. Hätte die KOH-Lösung nur wie ein Nebenschluß zum lichtempfindlichen Selen gewirkt, so hätte der Widerstand bei Belichtung von 30820 Ohm auf 29200 Ohm sinken müssen, also um 1620 Ohm.

γ. Die Zelle wurde 20 Stunden in verdünnte Schwefelsäure gelegt, um die Kalilauge aus der Zelle zu entfernen; darauf wurde sie mehrere Stunden mit häufig gewechseltem warmen Wasser gewaschen und dann abgetrocknet. Widerstand im Dunkeln 25710 Ohm, bei Belichtung wie vorher 24720 Ohm; Differenz 990 Ohm. Da die Oxydationsprodukte des Selens mit dem Wasser nicht reagieren, so wird die Widerstandsabnahme im wesentlichen dieselbe sein wie bei Versuch α. Das überschüssige Wasser wirkt als Nebenschluß. Berechnet man aus der Empfindlichkeit bei α die Widerstandsabnahme, die bei dieser Auffassung zu erwarten wäre, so ergibt sich 1110. Da die geringste deutlich sichtbare Widerstandsänderung 70 Ohm beträgt, so kann man sagen, daß die Abweichung des berechneten von dem beobachteten Werte innerhalb der Fehlergrenze liegt. Dieser Versuch lehrt also, daß die Kalilauge auf die Empfindlichkeit der Zelle nicht nur als Nebenschluß zum Selen wirkte, sondern auch die Lichtempfindlichkeit herabdrückte.

3. Untersuchung der photoelektrischen Ströme.

Bisweilen werden die Beobachtungen der Widerstandsänderungen von Selenzellen bei Belichtung stark beeinflußt durch photoelektrische Ströme, die an den Elektroden auftreten. Bidwell wies nach, daß ihre Existenz gebunden ist an das Vorhandensein von Wasser (p. 331). Die Wirkung

des Lichtes ist daher als eine Wiederauffrischung der Ströme aufzufassen, die die galvanische Kombination Elektrodenmetall | Elektrolyt | Selen durchlaufen, aber infolge schneller Polarisation dieser Elemente bald verschwinden. Durch die beschleunigte Oxydatiom des Selens unter dem Einflusse des Lichtes werden die Elemente neu belebt. Diese Deutung steht auch in Übereinstimmung mit der Tatsache, daß eine Selenplatte, die als Elektrode in irgend einem galvanischen Elemente dient, durch Belichtung mehr elektronegativ wird.

Wesentlich abhängen wird der Einfluß des Lichtes auf solche Ströme von der Menge des Elektrolyten, der in der galvanischen Kombination vorhanden ist. Ist nur sehr wenig Flüssigkeit im Element, so wird ihre Veränderung durch die im Licht gebildeten Oxydationsprodukte eine wesentliche Rolle spielen; ist dagegen die Menge des Elektrolyten groß, so wird die Veränderung eines nur geringfügigen Teiles der der Flüssigkeit nicht ins Gewicht fallen. Die Hauptwirkung des Lichtes liegt dann darin, daß es das Selen an seiner Oberfläche mehr elektronegativ macht. Der letzte Fall wird stets vorliegen, wenn eine Selenplatte als Elektrode in irgend eine Flüssigkeit getaucht wird, der erste Fall wird häufig bei Selenzellen auftreten.

Um das Verhalten der Photoströme zu prüfen, wurde eine Selenzelle benutzt, die aus einem flachen Stück Selen bestand, das an den Enden eingeschmolzene Kupferdrahtelektroden trug. Auf diese Weise konnten die Ströme an den Elektroden getrennt beobachtet werden (Fig. 13).

Zunächst wurde untersucht, wie der Widerstand der Zelle sich bei Belichtung änderte. Widerstand im Dunkeln 255000 Ohm, bei Belichtung 228000 Ohm; Differenz 27000 Ohm. Als Lichtquelle diente ein Auerbrenner in 60 cm Entfernung. Die Lichtempfindlichkeit betrug demnach 11 $^0/_0$. Die Widerstandsänderungen erfolgten sehr langsam. Wurde nur ein kleiner Teil der Zelle durch einen Schirm mit Ausschnitt beleuchtet, so war es für die Lichtempfindlichkeit gleichgültig, ob nur Selen vom Lichte getroffen wurde oder auch ein Teil der Elektrode. Wenn nur die Elektrode belichtet wurde, war die Wirkung äußerst gering. Diese Beobachtung spricht gegen die Hypothese von Bidwell, da nach ihr gerade bei

der Belichtung der Elektrode die stärkste Wirkung stattfinden müßte.

Es wurden die Elektroden nacheinander bedeckt mit Fließpapier, das mit destilliertem Wasser befeuchtet war. An beiden Elektroden traten Ströme auf, die vom Elektrodenmetall durch den Kontakt zum Selen liefen. Beide Ströme wurden durch Belichtung verstärkt.

Auf die eine Elektrode wurde ein mit verdünnter Schwefelsäure getränkter Bausch von Fließpapier gelegt. Das an die Zelle geschlossene Galvanometer gab, wenn die Zelle verdunkelt war, einen Ausschlag von 32 Skalenteilen, wenn sie belichtet war, einen Ausschlag von 70 Skalenteilen.

Die Elektrode wurde mit Wasser gewaschen und mit verdünnter Kalilauge befeuchtet. Das Galvanometer gab bei der Verdunkelung der Zelle einen Ausschlag von 90 Skalenteilen, bei der Belichtung einen Ausschlag von 80—75 Skalenteilen.

Die Elektrode wurde mit Wasser abgewaschen und wieder mit verdünnter Schwefelsäure befeuchtet. Bei der Belichtung erfolgte eine Zunahme des Stromes der Zelle. — Nachdem die Elektrode wiederum mit Wasser gereinigt war, wurde sie mit Ammoniak benetzt. Der Strom wurde geschwächt durch Belichtung, wenn das Selen nur schwach mit Ammoniak befeuchtet war; er wurde verstärkt, wenn Ammoniak im Überschuß auf der Zelle stand oder ein mit Ammoniak befeuchteter Bausch darauf lag. Diese Beobachtung zeigt den Einfluß der Menge des Elektrolyten auf die Wirkung des Lichtes (vergl. p. 383). Als die Zelle mit Wasser gewaschen und mit einem Bausch mit verdünnter Schwefelsäure bedeckt war, wurde bei Belichtung wieder Verstärkung des Stromes beobachtet.

Um den Einfluß verschiedener Reagenzien auf die Lichtempfindlichkeit des Selens zu prüfen, wenn dieses eine Elektrode in einer Flüssigkeit bildet, wurde die Versuchsanordnung Fig. 13 gewählt.

Über der Selenzelle Z befand sich in der Mitte eine Kupferdrahtelektrode E von größerer Oberfläche in ungefähr 1 mm Abstand von der Selenfläche; sie war mit der einen Klemmschraube des Galvanometers G verbunden. Die andere Elektrode

stand in Verbindung mit der einen Elektrode der Zelle; in diese Leitung war ein Widerstand von 30000 Ohm eingeschaltet. Der Elektrolyt wurde auf die Elektrode E getropft und blieb durch Adhäsion zwischen E und dem Selen hängen. Diese Stelle des Selens wurde durch einen Auerbrenner L belichtet, dessen Licht eine Wasserschicht K von 15 cm Dicke passiert hatte. Die Elektrode der Zelle, die mit dem Galvanometer in Verbindung stand, war durch einen Schirm S verdunkelt. Wenn von einer Flüssigkeit zu einer anderen übergegangen werden sollte, wurden stets vorher Zelle und Elektrode mit Wasser gereinigt. Die Ergebnisse sind in folgender Tabelle enthalten.

Elektrolyt	Ausschlag des Galvanometers in Skalenteilen		Änderung des Ausschlages in Prozenten
	dunkel	hell	
1. Destilliertes Wasser	183	260	43
	174	254	47
2. Verdünnte Schwefelsäure . . .	157	270	71
	150	260	73
3. Sehr verdünnte Kalilauge . .	50	60	20
	48	57	20
4. Verdünnte Salpetersäure . . .	75	110	47
	80	112	40
5. " Salzsäure	215	250	14
	195	230	17
6. " Chlorbaryumlösung .	155	195	25
	140	170	18
7. " Kupfersulfatlösung .	70	100	43
	68	95	40
8. " Kaliumjodidlösung .	185	210	13
	187	218	16
9. Verdünntes Bromwasser . . .	190	295	55
	145	230	55
10. Verdünnte Essigsäure	129	150	16
	115	133	15
11. " Schwefelsäure . . .	44	60	37

Da hiernach die Lichtempfindlichkeit mit der Dauer des Versuches abzunehmen schien, wurden mit jeder Lösung mehrere Versuche nacheinander angestellt. Die Elektrode E wurde auf eine andere Stelle des Selens gesetzt.

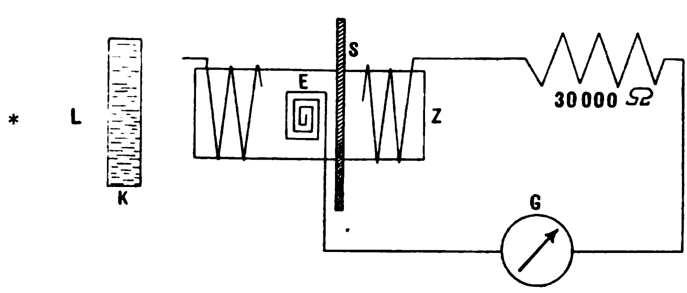


Fig. 13. Versuchsanordnung zur Untersuchung der photoelektrischen Ströme des Selens.

Elektrolyt	Ausschlag des Galvanometers in Skalenteilen		Änderung des Ausschlages in Prozenten
	dunkel	hell	
1. Destilliertes Wasser	135	192	41
	135	180	36
	128	175	36
	128	171	33
2. Verdünnte Salzsäure	59	72	13
	60	71	11
	60	71	11
	57	67	10
3. „ Salpetersäure . .	47	56	9
	48	56	8
	49	57	8
	50	58	8
4. Destilliertes Wasser	40	45	5
	38	44	6
	37	42	5
	35	40	5
5. Verdünnte Schwefelsäure . .	35	38	10
	34	37	10
6. Verdünntes Bromwasser . .	89	136	50
	86	130	50
7. Destilliertes Wasser	63	74	18
	58	67	15
8. Verdünntes Bromwasser . .	110	146	36
	109	139	30
	107	133	26
	105	128	23

Die Empfindlichkeit des Selens nimmt also mit der Dauer der Benutzung ab. Da die Möglichkeit vorlag, daß die

Abnahme der Empfindlichkeit durch eine Veränderung der Elektrode E bewirkt wurde, wurde diese frisch abgefeilt und an dieselbe Stelle des Selens gesetzt:

	dunkel	hell	Änderung
9. Destilliertes Wasser . . .	89	96	8 %
	85	93	9 „

Die Elektrode wurde an die Stelle gesetzt, die bei der ersten Versuchsreihe benutzt war:

	dunkel	hell	Änderung
10. Destilliertes Wasser . . .	85	92	8 %

Die benutzte Stelle des Selens wurde mit Smirgel abgerieben und mit Wasser gewaschen:

	dunkel	hell	Änderung
11. Destilliertes Wasser . . .	68	72	6 %
	62	67	9 „

Die Elektrode wurde an eine Stelle des Selens gesetzt, die benachbart lag der zuerst benutzten:

	dunkel	hell	Änderung
12. Destilliertes Wasser . . .	24	31	29 %

Die Elektrode wurde an eine ganz frische Stelle gesetzt:

	dunkel	hell	Anderung
13. Destilliertes Wasser . . .	13	19	46 %
	13	18	38 „
	13	18	38 „
14. „ „ . . .	30	46	53 „

Diese Versuche haben nur qualitativen Wert; es geht aber aus ihnen hervor, daß die Wirkung des Lichtes am kräftigsten ist, wenn Bromwasser als Elektrolyt verwandt wird. Lebhafte Wirkung wurde auch noch erhalten mit verdünnter Schwefelsäure, Salpetersäure, Wasser und Kupfersulfatlösung. Die Einwirkung des Lichtes scheinen zu hemmen: Kalilauge, Kaliumjodid, verdünnte Salzsäure, Essigsäure und Chlorbaryumlösung.

Das Verhalten der Empfindlichkeit des Selens gegenüber diesen Reagenzien wird verständlich, wenn man annimmt, daß das Selen unter dem Einfluß des Lichtes zu Selensäure oxydiert wird. Bromwasser wird die Oxydation befördern. Schwefelsäure, Salpetersäure, Wasser werden nicht auf Selen-

säure wirken. Dagegen werden Kalilauge und Chlorbaryum unter Bildung der Salze reagieren. Salzsäure, Kaliumjodid und Essigsäure werden die Selensäure reduzieren.

Jene Versuchsreihen lehren noch eine zweite Tatsache: Allmählich nimmt die Empfindlichkeit des Selens ab. Die Ursache ist nicht in der Bildung einer schlecht leitenden Schicht auf der Kupferelektrode oder dem Selen zu suchen, denn eine Erneuerung der Oberfläche bei beiden führt keineswegs zu einer Wiederherstellung der Empfindlichkeit. Anderseits liegt die Ursache sicher in einer Veränderung des Selens und zwar nicht nur einer oberflächlichen, denn Abschaben des Selens an der benutzten Stelle hebt noch nicht die Empfindlichkeit. Wird dagegen eine neue Stelle des Selens zum Versuch benutzt, so zeigt die Zelle wieder ihre ursprüngliche Empfindlichkeit, bis auch diese Stelle erschöpft ist. Diese Wahrnehmung führt zu der Vermutung, daß in dem Selen durch längere Benutzung eine Substanz verbraucht wird. Sauerstoff kommt nicht in Betracht, da durch längeres Liegen an der Luft die Selenfläche nicht wieder empfindlicher wird. Am nächstliegenden ist wohl die Annahme, daß ein Selenid zu einer lebhaften Lichtempfindlichkeit nötig ist.

4. Abhängigkeit der Lichtempfindlichkeit des Selens von der Temperatur.

Darauf wurde eingehend untersucht, welchen Einfluß eine Temperaturerhöhung auf die Empfindlichkeit der Selenzellen ausübt, da die Angaben von R. Marc sich nur auf ein kleines Temperaturintervall erstrecken (vergl. Fig. 14).

1. Zelle mit Kupferdrahtelektroden auf einem Objektträger.

Temperatur	Dunkelwiderstand in Ohm	Lichtempfindlichkeit in Prozenten
23°	29 500	7
103	2 140	1
146	201	0 (0,02 wäre merklich)
185	50,6	0 (0,005 wäre merklich)

Der Versuch wurde in einem trockenen Glasgefäß ausgeführt.

2. Zelle mit Kupferdrahtelektroden auf einem Objektträger.

	Temperatur	Dunkelwiderstand in Ohm	Lichtempfindlichkeit in Prozenten
a)	76°	9 500	0
	69	10 625	0,5
	58	12 125	5
	37	15 410	12
	26	16 185	15
b)	84	6 692	5
	47	10 765	20
c)	19	17 360	11,5
	100	5 949	5,5
	150	3 459	2
	181	2 691	0,14
d)	145	5 452	0
	120	5 061	0,45
	100	5 153	2
	71	5 757	3,8
	12,5	16 699	8
e)	142	6 667	0
	118	6 129	0,43
	92	6 234	1,3
	84	6 393	2.1
	50	8 018	5,9
	13	18 902	6

Die Zelle befand sich während des Versuchs in einem gut getrockneten Glasgefäß. Nach Beendigung jedes der beiden Versuche a und b wurde sie herausgenommen; dagegen wurden die Versuche c, d und e angestellt, ohne daß die Zelle aus dem Gefäß entfernt wurde.

3. Zelle mit Kupferdrahtelektroden auf einer Porzellanplatte.

Temperatur	Dunkelwiderstand in Ohm	Lichtempfindlichkeit in Prozenten
22°	6 800	15
56	1 445	3,5
108	235	0
22	4 091	13,5
3	4 242	11,2

Dieser Versuch wurde an freier Luft ausgeführt.

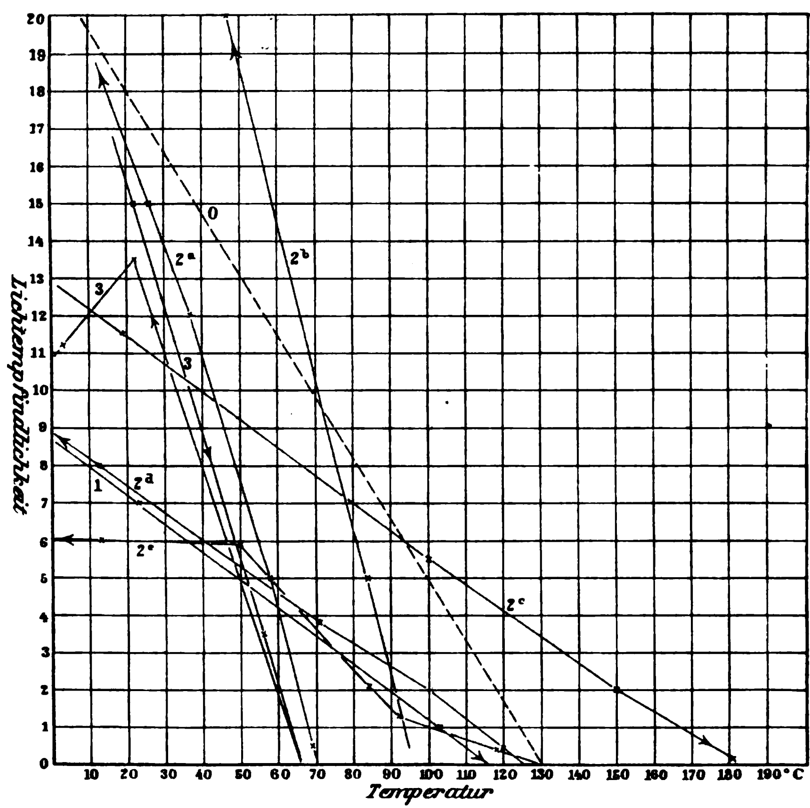


Fig. 14. Abhängigkeit der Lichtempfindlichkeit des Selens von der Temperatur.

Die Lichtempfindlichkeit der Selenzellen nimmt also mit steigender Temperatur ab; doch wirkt auch eine Abkühlung unter Zimmertemperatur nachteilig auf sie.

5. Zusammenfassung.

Die Versuche über die Lichtempfindlichkeit des Selens ergeben also folgendes:

Die Lichtempfindlichkeit des Selens beruht nicht auf einer Zunahme der Leitfähigkeit des Selens selbst unter dem Einflusse des Lichtes, sondern auf einer Widerstandsverminderung des adsorbierten Wassers und ist abhängig von dessen Menge. Die Empfindlichkeit wird herabgedrückt durch Waschen der Zelle

mit Wasser während der Belichtung, ebenso durch Tränken der Zelle mit Alkali. Wird Selen als Elektrode in einem Element benutzt, so wird es bei Belichtung mehr elektronegativ. Durch längere Benutzung als Elektrode verliert das Selen allmählich stark an Empfindlichkeit; die Ursache liegt aber nicht in einer oberflächlichen Veränderung des Selens. Temperaturerhöhung bewirkt eine Abnahme der Empfindlichkeit.

Diese Resultate führen zu folgendem Bilde des Vorganges, der bei der Belichtung der Zelle stattfindet: Durch die Belichtung wird das Selen oberflächlich in den Poren zu Selensäure oxydiert, die sich im Wasser schnell löst und ihm eine gute Leitfähigkeit verleiht. Hiermit steht in Übereinstimmung, daß das Selen bei der Belichtung oberflächlich mehr elektronegativ wird, eine Beobachtung, die schon von Sabine[1] und Ries[2] gemacht wurde. Alkali und Ammoniak reagieren mit der gebildeten Selensäure unter Bildung von gleich oder weniger dissoziierten Salzen, verhindern hierdurch den Einfluß des Lichtes auf die Leitfähigkeit und schwächen den photoelektrischen Effekt. Chlorbaryum liefert mit der Selensäure das unlösliche Baryumselenat, wirkt also auch hemmend, ebenso wie Salzsäure, die die Selensäure reduziert. Dagegen müssen Oxydationsmittel fördernd einwirken.

Sind im Selen Selenide enthalten, so wird auf sie die Selensäure unter Entwicklung von Selenwasserstoff und Bildung von Seleniaten wirken. Diese Reaktion ist es wahrscheinlich, die beim Verdunkeln zu einer raschen Reduktion der Selensäure führt und damit die frühere schlechte Leitfähigkeit des Wassers herstellt. Sind die im Selen vorhandenen Selenide verbraucht, so geht die Lichtempfindlichkeit sehr zurück, da dann nur eine sehr langsame unvollständige Reduktion der Selensäure beim Verdunkeln eintritt.

6. Diskussion älterer Beobachtungen.

Es soll geprüft werden, wie die Angaben der Literatur sich zu dieser Erklärung der Lichtempfindlichkeit verhalten.

Auf p. 376 sind schon Beobachtungen verschiedener

[1] Sabine, Phil. Mag. 5. 1878. p. 401.

[2] Ries, Das elektrische Verhalten des kristallinen Selens gegen Wärme und Licht. Inaug.-Diss. Erlangen 1902.

Forscher mitgeteilt, die mit der hier gegebenen Auffassung der Lichtempfindlichkeit in Übereinstimmung stehen. Auch für die Folgerung, zu der die Versuche (p. 388) führten, daß im Selen zur Lichtempfindlichkeit nötige Selenide vorhanden sind, findet sich eine Bestätigung. Bidwell[1] beobachtete, daß unempfindliches Selen durch Zusatz von Seleniden empfindlich wurde. Da nach meiner Auffassung die Selenide nur zur Reduktion der Selensäure dienen, so müssen sie durch jedes geeignete Reduktionsmittel ersetzt werden können. In Übereinstimmung hiermit steht die Beobachtung von Anzel[2], daß die Empfindlichkeit des Selens wächst, wenn es mit Ruß bedeckt wird, und die Tatsache, daß G. Berndt[3] lichtempfindliche Zellen erhielt, wenn er reines Selen mit Kohlefäden als Elektroden statt mit Metalldrähten versah.

Auch die Versuche von Hesehus[4] über die Nachwirkungserscheinungen am Selen finden eine Deutung. Seine Beobachtung, daß Erschüttern der Zelle beschleunigend auf die Rückkehr zum normalen Widerstand beim Verdunkeln wirkt, ist darauf zurückzuführen, daß Schütteln wie auf jede chemische Reaktion, so auch auf die im Selen sich abspielende beschleunigend wirkt. Hesehus beobachtete am Selen auch die sogen. zusammengesetzte Nachwirkung. Ihr Auftreten an diesem porösen Körper ist verständlich; denn die Wirkung einer Beleuchtung verbreitet sich allmählich in das Innere der Masse und kann dort noch eine Rolle spielen, während eine zweite Beleuchtung die Oberfläche trifft. Es gelang mir z. B. auch aus einer Selenzelle zwei Polarisationsströme von entgegengesetzter Richtung zu erhalten, wenn erst längere Zeit der Strom eines Elementes in der einen Richtung und dann kürzere Zeit in der entgegengesetzten Richtung durch die Zelle geschickt wurde. Das an die Zelle nach Öffnen des Stromes angeschlossene Galvanometer zeigte erst einen Polarisationsstrom, der dem letzten Strome entgegengesetzt war, dieser fiel schnell auf Null und ging in einen Polarisationsstrom von entgegengesetzter Richtung über.

---

[1] Bidwell, Phil. Mag. **40**. 1895. p. 233.

[2] Anzel, Zeitschr. f. Elektrochemie. **9**. 1903. p. 695.

[3] Berndt, Mechaniker-Zeitung. **12**. 1904. p. 97.

[4] Hesehus, Carl's Repert. **20**. 1884. p. 490.

Desiré Corda[1] fand, daß die Lichtempfindlichkeit einer Zelle größer war, wenn das Licht in der Richtung des Stromes wirkte als senkrecht dazu. Dies ist darauf zurückzuführen, daß im ersten Falle das Wasser in den Poren besser leitend wird, die direkt in der Bahn des Stromes liegen, im zweiten Falle dagegen zuerst das Wasser der Poren verändert wird, die nur von wenigen Stromlinien durchlaufen werden.

Nach der hier entwickelten Auffassung der Lichtempfindlichkeit muß die Richtung der photoelektrischen Ströme dieselbe sein wie die in dem entsprechenden galvanischen Element, und wenn nur eine Elektrode belichtet wird, so muß im allgemeinen der Strom vom Metall der Elektrode zum Selen durch den Kontakt laufen. Diese Folgerung bestätigen Kalischer[2] und Ries[3]. Bei Selenzellen mit Platinelektroden wurden bisweilen Abweichungen von dieser Regel von Uljanin[4], Adams und Day[5] und Bidwell[6] beobachtet. Diese Abweichung ist durch Bidwell aufgeklärt worden, der zeigte, daß Selen, das mit viel Platinselenid versetzt ist, in einem Elektrolyt sich elektronegativ gegen reines Selen verhält.

Durch die früheren Hypothesen war eine Beobachtung nicht zu deuten, die Uljanin mit folgenden Worten mitteilt: „Wechselströme vergrößern gewöhnlich den Widerstand der Präparate und zugleich die elektromotorische Erregbarkeit. Mit der Zeit unempfindlich gewordene Zellen können auf diese Weise für kürzere oder längere Zeit empfindlich gemacht werden.“ Der Wechselstrom wirkt hier reduzierend; denn Pearce und Couchet[7] fanden, daß Wechselströme reduzierbare Elektrolyte, anorganische wie organische, geschmolzene oder gelöste, bei Verwendung angreifbarer Elektroden leicht reduzieren. Selensäure wie Seleniate sind leicht reduzierbar, und durch ihre Reduktion wird das Wasser der Poren wieder schlechter leitend und damit geeigneter für hohe Lichtempfind-

[1] Corda, Journ. de phys. **8**. 1889. p. 231.

[2] Kalischer, Wied. Ann. **31**. 1887. p. 101.

[3] Ries, Das elektrische Verhalten des kristallinen Selens gegen Wärme und Licht. Inaug.-Diss. Erlangen 1902.

[4] Adams and Day, Proc. Roy. Soc. London. **25**. 1877. p. 113.

[5] Uljanin, Wied. Ann. **34**. 1888. p. 247.

[6] Bidwell, Phil. Mag. **40**. 1895. p. 233.

[7] Pearce et Couchet, Compt. rend. **138**. 1904. p. 361.

lichkeit. Außerdem wird aber auch die Rückbildung der Selenide wesentlich für die Rückkehr der Empfindlichkeit sein.

Über den Einfluß der Temperatur auf die Lichtempfindlichkeit des Selens hat MARC[1] Beobachtungen angestellt. Nähere Daten gibt er nur für niedere Temperaturen an und erwähnt noch, daß die Empfindlichkeit bei 100° verschwunden war und bei Abkühlung der Zelle unter Zimmertemperatur stetig sank. Diese letzte Beobachtung steht im Gegensatz zu der Beobachtung von POCHETTINO[2], der bei seiner Zelle noch bei der Temperatur der flüssigen Luft eine beträchtliche Empfindlichkeit feststellte. Die Versuchstabelle auf p. 389 zeigt, daß die Empfindlichkeit mit steigender Temperatur etwa proportional der Temperatur abnimmt und zwischen 70° und 180° unmerklich wird; sie stützt die Beobachtung MARC's, daß bei Abkühlung unter Zimmertemperatur die Lichtempfindlichkeit abnimmt.

Dieser Einfluß der Temperatur steht scheinbar im Widerspruch mit der aufgestellten Hypothese; denn es wäre zu erwarten, daß durch Temperaturerhöhung die Oxydation des Selens begünstigt würde. Die folgenden Überlegungen werden indessen zeigen, daß sich für diese Empfindlichkeitsabnahme eine naturgemäße Deutung darbietet.

7. Hypothese zur Erklärung der Wirkung des Lichtes auf das Selen.

Am Schwefel beobachtete POLLACCI[3], daß er in feuchtem Zustande unter dem Einflusse des Lichtes sich zu Schwefelsäure oxydiert, wenn in der Luft Ozon vorhanden war. Mäßige Temperaturerhöhung (35—40°) und die Anwesenheit gewisser Substanzen (Humus, $CaCO_3$) beschleunigten die Reaktion, reiner Sauerstoff und ozonfreie Luft waren ohne Einwirkung.

Es liegt die Vermutung nahe, daß der Vorgang beim Selen analog verläuft wie beim Schwefel, und folgende Beobachtungen von VAN AUBEL[4] stützen diese Annahme.

Ein Blatt aus rotem Kautschuk, das einige Zeit in einem Strome trockenen Ozons gelegen hatte, wirkte auf eine Selen-

[1] MARC, Zeitschr. f. anorgan. Chemie. **37**. 1903. p. 459.

[2] POCHETTINO, Rend. Accad. Lincei. **1**. 1902. p. 186.

[3] POLLACCI, Chem. Zeitschr. **18**. Rep. p. 125.

[4] VAN AUBEL, Compt. rend. **136**. 1903. p. 1189.

zelle im Dunkeln, deren Widerstand 599000 Ohm betrug. Nach 15 Minuten langem Exponieren sank der Widerstand der Zelle auf 556000 Ohm. Ein Messingschirm zwischen Kautschuk und Zelle bewirkte, daß der Widerstand nach einer Stunde wieder 563000 Ohm betrug; sehr langsam nahm er den früheren Wert an. Eine ähnliche Wirkung zeigte Kampfer. Wurde statt des Kautschuks Wasserstoffsuperoxyd benutzt, so sank der Widerstand der Zelle nach 3—4 Minuten von 496000 Ohm auf 324000 Ohm. Die Einwirkung von Terpentinöl war schwächer. VAN AUBEL[1] wies auch nach, daß mit Ozon behandelte Körper auf die photographische Platte wirken. Doch tritt diese Aktivität nur bei Gegenwart gewisser Stoffe auf. DONY-HENAULT[2] zeigte, daß sie in allen Fällen bedingt ist durch die Bildung von Wasserstoffsuperoxyd, die gleichzeitig mit der Oxydation der organischen Stoffe erfolgt.

Wenn man die Bildung von H_2O_2 als Ursache der Oxydation des Selens im Lichte auffaßt, so ist es verständlich, daß mit steigender Temperatur die Empfindlichkeit abnimmt; denn auch die Menge des gebildeten O_3 oder H_2O_2 nimmt bei Temperaturzunahme etwa proportional der Temperatur ab, und die Kurve O in Fig. 14, die die Ozonmengen, die ein Ozonisator nach den Angaben von BEILL[3] liefert, in ihrer Abhängigkeit von der Temperatur darstellt, stimmt im allgemeinen mit den Kurven überein, die die Abhängigkeit der Empfindlichkeit von Selenzellen von der Temperatur darstellen.

Auch folgender Versuch weist darauf hin, daß Ozon eine Rolle bei der Lichtempfindlichkeit spielt. Eine Selenzelle befand sich in einem Glasgefäße. Es wurde die Lichtempfindlichkeit bestimmt, wenn das Gefäß leer war:

	Widerstand in Ohm	Lichtempfindlichkeit
dunkel	381 000	
hell	327 000	14 %
dunkel	375 300	
hell	327 000	14 %
dunkel	375 300	

[1] VAN AUBEL, Compt. rend. 138. 1904. p. 961.
[2] DONY-HENAULT, Phys. Zeitschr. 4. 1903. p. 416.
[3] BEILL, Monatshefte für Chemie. 14. p. 71.

Wenn das Glasgefäß mit Terpentinöl gefüllt war, betrug die Lichtempfindlichkeit:

	Widerstand in Ohm	Lichtempfindlichkeit
dunkel	375 300	
hell	299 700	20 %
dunkel	364 800	
hell	296 100	19 %
dunkel	364 800	

Die Zelle besitzt also eine größere Empfindlichkeit, wenn sie in Terpentinöl eingetaucht ist, welches Ozon aufzunehmen vermag, ohne es zu inaktivieren.

Ergebnisse.

Die vorliegende Arbeit hat folgende Ergebnisse geliefert:

1. Schwefel, Selen, Sulfide und Oxyde zeigen häufig eine poröse Struktur, die sich durch Osmose nachweisen läßt.

2. Infolge dieser Struktur adsorbieren diese Körper Wasser und okkludieren Gase.

3. Der elektrische Leitungswiderstand dieser Körper hängt in hohem Maße von der Struktur und dem Wassergehalt ab.

4. Auf dem Wassergehalt beruht die sogenannte „unipolare Leitung".

5. Bleiglanz und Silberglanz werden bei Zimmertemperatur nicht elektrolytisch zerlegt und verdanken ihr elektrolytisches Verhalten dem Wassergehalt.

6. Das lichtempfindliche Selen besitzt stets eine poröse Struktur und enthält adsorbiertes Wasser.

7. Die Zunahme der Leitfähigkeit des Selens bei Belichtung beruht in einer chemischen Veränderung des adsorbierten Wassers, sehr wahrscheinlich durch Bildung von Selensäure. Die Lichtempfindlichkeit nimmt mit steigender Temperatur rasch ab. Wahrscheinlich spielen Ozon oder Wasserstoffsuperoxyd bei der Wirkung des Lichtes eine entscheidende Rolle.

Göttingen, Mineralogisches Institut, Ostern 1905.

Beiträge zur Kenntnis der Glazialerscheinungen im südöstlichen Schwarzwald.

Von

Adolf Huber in Freiburg i. B.

Mit Taf. XXI—XXIII.

Einleitung[1].

Nachdem im Jahre 1842 Karl Fromherz[2] durch seine außerordentlich sorgfältigen Forschungen, die sich über den ganzen *Schwarzwald* erstreckten, zu dem Schluß gekommen war, daß von einer ehemaligen Eisbedeckung nicht die Rede sein könne, und nachdem er die staunenswerten Geröllmassen auf den Höhen des *Schwarzwaldes* durch seine abenteuerliche Hypothese der *urweltlichen Seebecken* erklärt hatte, schien niemand mehr es wagen zu wollen, angesichts solch erdrückenden Beweismaterials gegen eine einstmalige Vereisung, für eine solche einzutreten.

So erklärte noch 1866 Schill[3] die Ablagerungen im *Albtal* und auf seinen beiderseitigen Höhen als Reste eines alten, höheren Flußlaufes, nachdem er 1853 und 1856 in bezug auf das *Wutachgebiet* dieselbe Ansicht ausgesprochen hatte.

[1] Einige der folgenden geschichtlichen Notizen stammen aus Ph. Platz, Die Glazialbildungen des Schwarzwaldes. Mitt. d. großh. bad. geol. Landesanstalt. 2. XXIII. 1893.

[2] Geognostische Beobachtungen über die Diluvialgebilde des Schwarzwaldes. Freiburg 1842.

[3] Geognostische Beschreibung der Umgebungen von Waldshut. Beitr. z. Stat. d. Großh. Baden. Heft 23. 1866; dies. Jahrb. 1853 u. 1856.

Einem Ausländer, Ramsay[1], war es vorbehalten, die ersten Gletscherspuren im *Schwarzwald* zu entdecken, im *Albtal* und am *Feldsee.* Er beschrieb die Moränen in der Kluse oberhalb *Hinter-Menzenschwand* und erklärte die Schuttmassen bis *St. Blasien* als glazial.

Im Jahre 1876 veröffentlichte Gilliéron[2] die Resultate seiner Forschungen im *Wiesental.* — Es sei hier gleich bemerkt, daß der Verf. vorliegender Arbeit dieselben im wesentlichen bestätigen konnte, und daß er im allgemeinen diejenigen Gebiete der letzten Eiszeit zuweisen konnte, in denen Gilliéron untrügliche Gletscherspuren fand; die Täler des *Graben-* und *Schliffbaches*, sowie das oberste *Prägtal* scheint Gilliéron aber nicht besucht zu haben. —

1878 bestätigte auch Ph. Platz (dies. Jahrb. 1878) die von Gilliéron beschriebenen Erscheinungen. Weitere Resultate glazialer Studien im *Schwarzwald* (*Bärental*, *Schluchsee*, *Albtal* etc.) veröffentlichte er in den Verh. d. naturw. Vereins in Karlsruhe. **2**. 1881.

1882 gab Partsch[3], ohne den *Schwarzwald* persönlich zu kennen, eine kritische Zusammenstellung der bis 1880 gewonnenen Resultate.

Gelegentlich des Baues der *Höllentalbahn* wurden bei *Hinterzarten* vorzügliche Aufschlüsse geschaffen, worüber sich einige Mitteilungen von Platz in **2**. 1888 der Verh. d. naturw. Vereins finden.

1890 fand G. Steinmann[4] ältere Moränen in der Nähe von *Freiburg*, am Fuß des *Schwarzwaldes.*

Im Bericht über die XXV. Versammlung des oberrh. geol. Vereins erschienen 1892 (p. 33) Mitteilungen über Moränen am Ausgang des *Wehratales* von C. Schmidt, *Basel*, und von

---

[1] On the glacial Origin of certain lakes etc. Quart. Journ. Geol. Soc. London. **18**. 1862.

[2] Les anciens glaciers de la vallée de la Wiese. Archive d. sciences phys. et nat. 1876.

[3] Die Gletscher der Vorzeit. p. 115—132.

[4] Steinmann und Gräff, Geologischer Führer der Umgebung von Freiburg. 1890, sowie Steinmann, Über Pleistocän und Pliocän in der Umgebung von Freiburg. Mitt. d. großh. bad. geol. Landesanstalt. **2**. Heft 1. 1890.

G. STEINMANN; letzterer unterschied zwei verschieden alte Ablagerungen daselbst.

Im Auftrage der *geologischen Landesanstalt* setzte PLATZ (seit dem Jahre 1889) seine Forschungen fort. Als Frucht derselben erschienen 1893 *„Die Glazialbildungen des Schwarzwaldes“*[1], in welchen PLATZ eine Übersicht über die bisherigen Ergebnisse gab. Dann behandelte er in erschöpfender Weise die Diluvialbildungen im allgemeinen (Verbreitung, Struktur, Ablagerungsform etc.), ferner die glazialen Verhältnisse im *Wutachgebiet;* er beschrieb das Torfmoor von *Hinterzarten*, das obere *Dreisamgebiet* und das Tal von *Alpersbach.*

Am Ausgang verschiedener westlicher Schwarzwaldtäler *(Sulzbach-, Klemmbach-* und *Möhlintal)* konnte 1893 G. STEINMANN von der *Niederterrasse* eine ältere *Mittelterrasse* mit höherem Niveau abtrennen, ja sogar eine *Hochterrasse* wahrscheinlich machen[2].

1896 wies derselbe Forscher[3] auf die Unzuverlässigkeit zweier Merkmale hin, die bisher als die sichersten und fast einzigen Anzeichen einer früheren Vergletscherung angesehen wurden: Gekritzte Geschiebe und Endmoränen. Erstere kommen nur da vor, wo das Material fähig ist, Eindrücke aufzunehmen und zu bewahren; letztere sind nur in relativ breiten, wenig geneigten Tälern noch vorhanden. Nur durch das Studium der grundsätzlich verschiedenen Wirkung auf die Oberfläche, welche zwischen dem fließenden Wasser und dem fließenden Eise besteht, erhalten wir sichere und niemals fehlende Merkmale ehemaliger Vereisung. Es stehen das **V**-förmige Quer- und das konkave Längsprofil des Flußbettes im scharfen Gegensatz zum **U**-förmigen Querschnitt, der Becken- und Riegelbildung im Gletschertal. Wo die Endmoräne fehlt, tritt oft an deren Stelle ein Felsriegel, der ein Gletschertal abschließt. Davon geht eine Terrasse aus. Ja, das scheinbar unnatürliche Aufhören der Terrasse allein zeigt uns an, daß wir uns in allernächster Nähe eines Gletscherendes befinden.

---

[1] Mitt. d. großh. bad. geol. Landesanstalt. 2. XXIII. 1893.

[2] Über die Gliederung des Pleistocän im badischen Oberlande. Mitt. d. großh. bad. geol. Landesanstalt. 2. XXI. 1893.

[3] Die Spuren der letzten Eiszeit im hohen Schwarzwald. Universitäts-Festschrift. Freiburg 1896.

Unter Verwertung dieser Hilfsmittel ist es Steinmann gelungen, für eine Reihe westlicher Täler die Gletscherenden der letzten Eiszeit festzustellen. Im östlichen *Schwarzwald*, im *Gutachgebiet*, zeigte er, daß die Eisströme sich nicht kontinuierlich, sondern sprungweise — in mindestens drei Phasen — zurückzogen. Im Jahre 1902 umgrenzte er dieselben noch genauer[1].

1904 gab Partsch[2] einige Daten über die Enden verschiedener Gletscher zur letzten Eiszeit: *Ahagletscher* bei der *Schaffhauser Säge* (860 m), *Albgletscher* bei *Niedermühle* (620 m), *Wehragletscher* bei *Todtmoos-Au* (700 m), *Wiesegletscher* bei *Schlechtnau* (630 m). — Wie weit wir mit diesen Resultaten übereinstimmen können, ist bei der Besprechung der betreffenden Täler zu ersehen. —

Im selben Jahre (1904) wurden die Moränen am Ausgang des *Wehratales* nochmals untersucht und zwar von Tschudi[3] aus *Glarus*. Er stellte sie zur *Mittelterrassen*- bezw. *Hochterrasseneiszeit*.

Auf Anregung von Herrn Prof. Dr. G. Steinmann machte sich der Verf. zur Aufgabe, zu untersuchen, ob sich die von Steinmann selbst im *Gutachtal* festgestellten *drei Rückzugsphasen* auch in anderen Tälern des südlichen *Schwarzwaldes* nachweisen lassen. Er stieß dabei auf eine Anzahl Täler und Tälchen, über deren glaziale Verhältnisse bis jetzt noch nichts veröffentlicht wurde. Als Grundlage für seine Untersuchungen dienten teils die genannten Resultate G. Steinmann's im *Gutachtal*, teils war eine direkte Angliederung an die alpinen Verhältnisse möglich, wie z. B. im *Wiesental*. Verf. wollte anfangs nur die Gebilde der letzten Eiszeit berücksichtigen. Im Verlaufe der Beobachtungen ergaben sich jedoch Resultate, die nicht unbesprochen bleiben durften, falls das eiszeitliche Bild ein auch nur einigermaßen vollkommenes werden sollte. Ich meine die Spuren einer älteren, größeren Eiszeit, die ich

---

[1] Steinmann, Die Bildungen der letzten Eiszeit im Bereiche des alten Wutachgletschers. Ber. oberrh. geol. Ver. **35**. 1902. p. 16—23.

[2] Die Eiszeit in den Gebirgen Europas zwischen dem nordischen und dem alpinen Eisgebiet. Geogr. Zeitschr. **10**. Heft 12. Leipzig 1904.

[3] Tschudi, Zur Altersbestimmung im unteren Wehratale. Inaug.-Diss. Basel. Verh. Bas. Nat. Ges. 1904.

zuerst im *Wiesental* nachweisen konnte, dann aber auch, von Herrn Prof. Steinmann aufmerksam gemacht, in den meisten anderen Tälern. Mancherorts war es schwer, die Erscheinungen der beiden Eiszeiten auseinander zu halten, und ohne die grundlegenden Resultate G. Steinmann's, sowie ohne die persönlichen Ratschläge des erfahrenen Forschers wäre es mir vielleicht nicht gelungen, die Trennung der verschieden alten Vereisungen so einfach und klar durchzuführen. Es sei mir darum an dieser Stelle gestattet, meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. G. Steinmann, herzlichen Dank zu sagen.

Über die erläuternden Beilagen zu dieser Arbeit ist folgendes zu sagen. Eine Tabelle (p. 440) gibt eine Übersicht über die Rückzugsphasen der letzten Eiszeit; eine andere (p. 442) stellt das Verhältnis der verschiedenen Eiszeiten dar. Durch eine Anzahl Profile (Taf. XXI, XXII) soll der Unterschied zwischen dem Sägetal und dem Trogtal, sowie das Bild der glazialen Talböden überhaupt verdeutlicht werden. Eine Übersichtskarte (Taf. XXIII, nach der *Topographischen Übersichtskarte des Deutschen Reiches, Blatt 185. Freiburg i. B. Massstab 1 : 200 000*) soll einerseits die allgemeine Orientierung erleichtern, anderseits einen Vergleich der Nährgebiete der einzelnen Gletscher ermöglichen, im übrigen die Ausdehnung der Eiszeiten und der Rückzugsphasen der letzten derselben, sowie das räumliche Verhältnis der beiden verschiedenen Vereisungen hervorheben.

Das Wiesental

beginnt im Sattel zwischen *Seebuck* (1448 m) und *Grafenmatt* (1375 m) in 1232 m Höhe, verläuft im allgemeinen südwestlich und geht nach einer Strecke von ca. 50 km ins *Rheintal* über. Das Tal senkt sich rasch auf 800—600 m. Das Nährgebiet ist aus der Übersichtsskizze zu ersehen.

Von der alpinen *Rheintal-Niederterrasse* ausgehend, zieht sich von *Basel* eine guterhaltene diluviale Terrasse aufwärts bis *Mambach*, wo sie in der ziemlich engen Strecke größtenteils verschwindet und unterhalb *Wembach*, woselbst das Tal bedeutend breiter wird — stellenweise über 0,5 km —, in gleicher Ausbildung wieder erscheint. Sie endigt bei *Geschwend* an einem ca. 20 m hohen Riegel, der vom Bach noch nicht

ganz durchbrochen ist und der ein fast 1 km langes, gut ausgeschürftes Becken (von *Schlechtnau*) abschließt. Innerhalb des Riegels sind links offenbar beträchtliche Moränenablagerungen, die zwar wenig aufgeschlossen, doch in der Topographie unverkennbar sind. Es lehnen sich nämlich wohl 50 m hohe Hügel an die Talseite, die nicht aus anstehendem Gestein bestehen, wie eine ca. 10 m hohe Stützmauer an der Straße beweist. Dann folgen an den Flanken des Beckens gewaltige Anhäufungen von Sand und Geröll, die sich in 30—50 m hohen Hügeln ebenfalls an die Gehänge anlehnen. Die unregelmäßige Schichtung (talauf und -ab sich senkend), Sandbänke und -linsen, dazwischen vereinzelte größere Blöcke, lassen auf die sortierende Wirkung des Schmelzwassers schließen[1].

Rechts des Tales ist ein Hügel, links sind deren vier; sie sind in mehreren Sandgruben gut aufgeschlossen; das Material ist wenig verwittert. Diese Gebilde entstanden innerhalb der Endmoräne, zwischen Eis und Talflanken.

Das Aufhören der Terrasse *(Niederterrasse)* in 600 m Höhe, Riegel und Endmoräne, seitliche Sandablagerungen längs der Zentraldepression (Becken von *Schlechtnau*) bezeichnen die **Maximalausdehnung** des Wiesentalgletschers zur letzten Eiszeit[2]. Die tiefe Lage des Gletscherendes, gegenüber der 200—300 m höheren in den östlichen Tälern (Übersichtstabelle), erklärt sich aus der Steilheit des Talbodens im oberen Teil, aus der westlichen bis nördlichen Richtung der Berghalden, sowie aus der Höhe der begleitenden Bergrücken, die durchschnittlich über 1200 m, beim Gletscherende noch über 1100 m erreichen; sie dürften die Temperatur etwas herabgedrückt haben.

Eine schmale, kurze Talstrecke, deren Flanken mit Rundhöckern verziert sind, trennt das Becken von *Schlechtnau* vom *Todtnauer* Kessel, welcher von den von allen Seiten herabstürzenden Eismassen ausgekolkt wurde. Ein Erzeugnis seitlicher Zuflüsse oberhalb und unterhalb ist auch der Riegel bei *Poche*, der den genannten Kessel von einem oberen, läng-

[1] GILLIÉRON, Les anciens glaciers etc. (p. 15) ist derselben Ansicht.

[2] Zu diesem Resultat kommt auch PARTSCH, Die Eiszeit in den Gebirgen Europas etc. p. 663.

lichen, gut ausgeschürften Becken trennt. Der Riegel ist ca. 20 m hoch und besitzt eine gut abgehobelte Oberfläche mit vielen kleinen Buckeln.

Von *Poche* führt eine stellenweise guterhaltene Terrasse in dem prächtigen Trogtal (Profil I) aufwärts bis oberhalb *Fahl* (ca. 4 km), wo sie an eine 10—15 m mächtige, über 100 m breite Endmoräne anknüpft, die das Tal absperrt[1]. Der Bach hat sich in dem aus eckigen und runden Blöcken — darunter solche von über 1 cbm Größe —, Geschiebe und Sand bestehenden Material bereits bis auf die Sohle eingegraben.

Wir haben hier in 900 m Höhe die Moräne **zweiter Phase** des Wiesentalgletschers, die jener entspricht, welche im *Gutachtal* den *Titisee* abschließt.

Zwischen *Poche* und *Fahl* liegen am Ausgang dreier steiler Tälchen (des *Motten-*, *Setten-* und *Tiefkännelbaches*) mächtige Schotterkegel auf der Terrasse der zweiten Phase. Ihr Material besteht aus verschiedengradig gerundeten Blöcken von mannigfaltiger petrographischer Beschaffenheit. Wir stehen hier offenbar vor den abgespülten Endmoränenschottern kleiner Gletscher zweiter Phase von den Nord- und Nordwesthalden des *Gisiboden* (1247 m), des *Silberberges* (1358 m) und des *Schläglebachkopfes* (1313 m). Oberhalb des mittleren Schotterkegels *(Kapelle)* ist ein über 300 m langes, sehr gut ausgekolktes Becken ohne jede Ablagerung, das *Wasserloch (Profil I)*. Es ist nach oben durch einen ca. 20 m hohen Riegel abgeschlossen. Auf demselben ist links von der Straße etwas Moränenmaterial angeschnitten. Der Bach bildet einen Fall. Das *Wasserloch* verdankt seine Entstehung dem bedeutenden Zuschuß von der Nordhalde des *Silberberges* zur ersten Phase. Zur zweiten Phase war es offenbar mit Eis von der Nordhalde desselben Berges angefüllt. Anders wäre wohl das absolute Fehlen der obengenannten Terrasse (zweiter Phase) in diesem Becken kaum verständlich.

Oberhalb der zweiten Phase, bei der Schleife der Feldbergstraße, steigt das Tal sehr steil an. Eine ausgeprägte

---

[1] Gillièron (p. 16 u. 17 und Fig. 2) hat diese Moräne eingehend beschrieben.

dritte Phase, etwa wie die *Feldseemoränen* im *Gutachtal*, ist nicht vorhanden. Das ist mit Rücksicht auf die mächtige Endmoräne im gleichgerichteten *Prägtale* (p. 441) in fast 1200 m Höhe auffallend. Der Grund liegt indes darin, daß dort das Eis sich in einer flachen Wanne von 1200—1260 m Höhe sammeln konnte, während im *Wiesental* der Talboden da, wo sich die Eismassen von den Abhängen des *Feldberges* und der *Grafenmatt* hätten vereinigen können, ca. 150 m tiefer lag. So entstanden nur Gehängegletscher, die ihre Moränen längs der Halden in der Mitte des steilen Tales aufhäuften. Solche finden sich als mehr oder weniger bedeutende Anhäufungen von Schutt und Blöcken zwischen den Höhenkurven 1000 und 1200. Aber auch Gebilde der auskolkenden Tätigkeit des Eises sind vorhanden in Form kleiner, flacher, mit Moor erfüllter Wannen. Dann seien noch die nach Südosten bezw. Süden sich öffnenden Zirkustäler des *Rothenbaches* und des *Schindelbächles* am *Feldberg* erwähnt, ferner — der Einfachheit halber — die nach Norden geöffnete, lehnstuhlartige Nische am *Gisiboden* (1217 m), der *Zimmerwinkel.* Die hintere Wand der Nische ist ca. 150 m hoch und ziemlich steil. Der flache, sumpfige Boden (1038 m hoch) ist von einem bogenförmigen, 2—10 m mächtigen Wall begrenzt, der einst ein Seebecken von höchstens 150 m Durchmesser abschloß. Der Aufschluß am Bach zeigt wenig oder gar nicht bearbeitete, z. T. große Gneisblöcke. Wenn auch die Form des Walles der einer Endmoräne gleicht, so spricht doch diese Beschaffenheit des Materials, vor allem ein eckiger Gneisblock von mehreren Kubikmetern Größe, für einen kleinen Bergsturz. Außerdem erscheint mir der in Betracht kommende Ausläufer des Gisiboden zu unbedeutend und nicht hoch genug (1217 m), um zur dritten Phase einen Gletscher bis 1040 m hinabsenden zu können. Die Nische selbst dürfte jedoch keineswegs durch den Bergsturz allein entstanden sein. Wir werden sie ihrer wesentlichen Ausbildung nach vielmehr als *Kar* zu betrachten haben.

Das *Wiesental* besitzt eine Reihe von **Seitentälern,** die innerhalb des ehemaligen Vereisungsgebietes liegen. Die meisten derselben münden unter 600 m Höhe; ihre Gletscher erreichten deshalb das Haupttal nicht.

A. Rechte Seitentäler.

Das **Rothwiesental** kommt von der Südhalde des *Stübenwasen* (1386 m), verläuft südlich und endigt nach 3 km in 760 m Höhe in *Brandenberg* im Haupttal. Zur **ersten Phase** vereinigte sich dessen Gletscher mit dem des *Wiesentales*. Die Terrasse der zweiten Phase führt vom Haupttal ein kurzes Stück als sehr steiler Übergangskegel bis zu einem Moränenreste, der von 820 m bis ca. 920 m Höhe am abschüssigen Gehänge klebt[1]. Das meist gut bearbeitete Material — große und kleine Gneisblöcke in Schutt — ist an einer neuen Straße mehrfach aufgeschlossen. Wir haben hier die Moräne **zweiter Phase**.

In fast 1100 m Höhe ist links vom Weg eine ehemals wohl ziemlich bedeutende Endmoräne angeschnitten. Der größte Teil dieser Ablagerung, die der **dritten Phase** zugerechnet werden muß, ist weggespült.

Im **Langenbachtal**, das bei *Todtnau* mündet, stieß der Gletscher während seiner **Maximalausdehnung** wohl ebenfalls zu demjenigen des Haupttales. Dies erhellt einerseits aus dem relativ bedeutenden Nährgebiet (Übersichtsskizze) und der hohen Lage des Talbodens (1150—700 m), anderseits aus dem Fehlen jeder in Betracht kommenden Ablagerung unter 1000 m Höhe. Das Tal besitzt durchschnittlich südöstliche Richtung, ist im oberen Teil sehr breit muldenförmig und nimmt daselbst vier ähnlich gestaltete Seitentäler auf.

Von *Todtnau* aufwärts findet sich in dem nicht gerade typischen Gletschertal bis *Muggenbrunn* mehrfach Erratikum.

Oberhalb *Muggenbrunn* ist eine Endmoräne von wohl 10—20 m Mächtigkeit vom Bach durchbrochen und von der Straße angeschnitten. Die Ablagerungen reichen beiderseits des Baches von der Mündung des *Holzschlagbaches* bis über diejenige des *Trubelsbaches* hinaus (ca. 700 m lang). Es zeigen sich gut bearbeitete, große und kleine Blöcke, Geschiebe und Sand. Eine deutliche Terrasse ist ein kurzes Stück talabwärts zu verfolgen. Wir haben hier von 1000—1050 m Höhe die Moräne **zweiter Phase**[2] des aus den Tälern des *Trubels*-,

---

[1] Gillièron (p. 18) hat diesen Moränenrest ebenfalls beschrieben.

[2] Gillièron (p. 20 u. 21) hat diese Moräne ebenfalls beschrieben.

Langen- und *Dürrtannenbaches* sich sammelnden Eises. Das *Trubelsbachtal* steigt vom Haupttal ca. 50 m steil an und weist an dieser Stelle viele sehr eigentümliche Rundhöckerbildungen auf.

Die übrigen **Seitentäler** des Langenbachtales besaßen zur zweiten Phase selbständige Gletscher.

Bei *Muggenbrunn* mündet links das *Holzschlagbachtal*. Die am Ausgang des Tales liegende, großenteils weggespülte Endmoräne gehört ebenfalls der **zweiten Phase** an.

Das **Stübenbachtal** (links) ist ein typisches Hängetal, dessen Absturz wohl 200 m beträgt *(Profil II)*. Der Bach bildet einen prächtigen Fall. Das Tal ist vor allem im mittleren Teil sehr breit und muldenförmig, zeigt aber wenig glaziale Ablagerungen. Zur ersten Phase vereinigte sich der Gletscher mit demjenigen des *Langenbach*tales und stieß mit ihm zum *Wiesental*gletscher. Für die Abschmelzstelle des Gletschers zur **zweiten Phase** sind wenig Anhaltspunkte vorhanden. Doch glaube ich annehmen zu dürfen, daß der Eisstrom das *Langenbachtal* gerade noch erreichte, oder vielmehr seine Endmoräne über den sehr steilen Absturz hinabwarf; sie wurde dann von den Schmelzwassern des Haupttalgletschers zweiter Phase größtenteils weggespült. Ein Rest scheint noch in dem Schuttkegel direkt unterhalb des Wasserfalls, sowie in dem allerdings nicht aufgeschlossenen Hügel inmitten des Tales vor der Mündung vorhanden zu sein. Anders ist wohl das Fehlen jeder Ablagerung in dem hohen und sehr breiten Tal nicht zu verstehen. Wir erhalten demnach für die Endmoräne zweiter Phase eine Höhenlage von ca. 950 m.

In 1100 m ist vom Weg ein kleiner Moränenrest angeschnitten, der der **dritten Phase** zugezählt werden kann.

In den übrigen rechten Seitentälern des Wiesentales erreichten die Eisströme das Haupttal nicht, sondern gelangten nur bis fast unmittelbar zur Mündung. Ihre größte Ausdehnung ist sehr gut markiert durch das Aufhören der vom *Wiesental* ausgehenden *Niederterrasse* an je einem Endmoränenwall; in drei Fällen liegt die Endmoräne auf einem deutlichen Riegel. So im

Wiedenbachtal, das seinen Ursprung in mehreren Tälchen vom *Trubelsmattkopf* (1280 m), *Hörnle* (1187 m), *Wiedener*

Eck (1035 m) und *Hoh Tannen* (1248 m) nimmt, im allgemeinen südöstlich verläuft und in fast 600 m Höhe bei *Utzenfeld* mündet. Die *Niederterrasse* des *Wiesentales* setzt sich 0,5 km in das sehr verbreiterte Seitental fort, bis sie an einem ca. 50 m hohen, vom Bach in ziemlich schmaler Schlucht durchbrochenen Riegel endigt. Auf demselben liegt eine gut aufgeschlossene, ca. 30 m mächtige Endmoräne. Die Sand- und Geröllmassen derselben sind unregelmäßig geschwemmt, doch meist derart, daß die Schichten flußaufwärts steil geneigt sind. Am äußeren Ende des Walles zeigen sich oben größere Blöcke; andere sind in Sand und Geröll eingebettet. Diese Ablagerung ist wohl größtenteils zwischen der eigentlichen Blockmoräne und dem Eis entstanden und durch das rückwärts fließende Schmelzwasser gesondert worden[1]. Wir haben hier in 600 m Höhe das Gletscherende **erster Phase**.

Oberhalb des Riegels ist das Tal tief fjordartig und enthält keine bemerkenswerten Ablagerungen. Dagegen sind kleine Becken und niedrige Felsriegel vorhanden.

Eine gut ausgeprägte **zweite Phase** ist in diesem Tal nicht festzustellen. Doch dürften die Block- und Schuttmassen im Dorfe *Wieden* als Reste der Endmoräne eines kleinen Gletschers von der *Hoh Tannen* (1248 m) aufgefaßt werden. Das Material derselben mag beim Bau des Dorfes größtenteils verwendet worden sein. Diese fragliche Ablagerung ist in 840 m Höhe. In den vom *Trubelsmattkopf* (1280 m) kommenden Tälchen sind ebenfalls Spuren einer zweiten Phase vorhanden. So schließt ein deutlicher, doch höchstens 2 m hoher Wall den flachen *Rüttener Grund* ab (in 970 m); ferner sind bei und oberhalb *Ungendwieden* beträchtliche Blockmassen vor dem Ausgang des *Hüttbacher-* und *Nesselhäusergrundes* (in 960 m). Alle diese Tälchen sind gut ausgeschürft.

Zur dritten Phase war das Nährgebiet nicht hoch genug, um noch Gletscher zu liefern.

Im **Aiterbachtal** ist, wie aus der Übersichtskarte zu ersehen, das Sammelgebiet ziemlich bedeutend, da es die Osthalde des *Belchen* enthält. Das Tal beginnt in zwei Ästen, am *Belchen* (1415 m) und am *Heidstein* (1275 m), verläuft

[1] Gillitron (p. 22 u. 23) scheint über die Natur dieser Ablagerung im Zweifel gewesen zu sein.

südöstlich und ist im oberen Teil flach muldenförmig mit geringer Neigung; dann folgt eine steile, schmale Strecke von nicht ganz 1 km, hierauf ein fjordartiges Stück bis zur Mündung unterhalb *Aitern (Profil IV)*. Vom *Wiesental* geht die *Niederterrasse* ins Seitental bis zu einem 5—10 m hohen Riegel unterhalb *Aitern* in 600 m Höhe. Der Riegel trägt den Rest eines Endmoränenwalles, der jedoch nur wenig aufgeschlossen ist. Die massenhaften Blöcke verschiedenen Materials in *Aitern* gehören demselben an[1]. Andere mögen zu Häuserbauten verwendet worden sein. Es sind auch Reste eines inneren Walles samt Seitenmoränen vorhanden in Form von ziemlich beträchtlichen Ablagerungen längs der rechten Talseite, die durch eine Mauer aus gut gerundeten oder geschliffenen Blöcken von mannigfaltiger petrographischer Beschaffenheit gestützt werden. Beim obersten Haus links des Baches wurde im Sommer 1904 beim Graben einer Wasserleitung typische Grundmoräne freigelegt, in Sand und Lehm fest verpackte Geschiebe und kleinere Blöcke.

Zwischen der Mündung des Baches von *Untermulten* und derjenigen des *Rübgartenbächles* sind zwei hintereinanderliegende, von der Umgebung sich gut abhebende Endmoränenwälle, welche der **zweiten Phase** angehören. Der untere (in 990 m) ist gegen 20 m mächtig und über 300 m lang. Er stammt sowohl aus dem Haupttal als aus dem kleinen Seitentälchen von *Untermulten* und ist vom Bach und von der neuen, im Sommer 1904 angelegten Straße *Aitern—Belchen* aufgeschlossen (Blöcke verschiedener Größe, Geschiebe, Geröll und Sand in bunter Lagerung). Leider wurde die Straßenböschung sofort wieder mit Gras bepflanzt; doch liegen am Bach noch viele, frisch herausgeschaffte Blöcke. Der obere Wall ist kaum 100 m vom unteren entfernt; er liegt quer über das Tal und ist offenbar viel weniger mächtig als der andere. Er ist mit vielen Blöcken bedeckt, im übrigen nicht aufgeschlossen[2].

Nicht weit vom Ursprung des *Gfällwasserbächles* ist am Fuße des *Belchen* in 1080 m Höhe ein flaches, sumpfiges, kleines Becken von einem niedrigen Schutt- und Blockwall

[1] Diese Blöcke sind Gilliéron (p. 23) ebenfalls **aufgefallen**.

[2] Gilliéron (p. 24) vermutete in ihm eine Endmoräne.

abgeschlossen. Der Bach hat sich durchgebrochen, doch ist anstehendes Gestein noch nicht freigelegt. Wir haben hier ein Gebilde **dritter Phase**. Der andere Ast, der sich östlich vom *Belchen* bis zum Fuße des *Heidstein* hinzieht, bildet bei *Obermulten* eine ca. 500 m lange, flache Wanne, die nach unten von einem niedrigen Riegel abgeschlossen ist. Der Bach bildet einen kleinen Wasserfall. Auch etwas Grundmoräne war daselbst zu sehen. Zur dritten Phase bestand in dieser Talstrecke kein Gletscher mehr, da das Sammelgebiet durchschnittlich nur 1250 m hoch war.

Im **Haldmattbachtal** (bei *Schönau*) besaß der Gletscher ein kleines Einzugsgebiet, das zudem die 1000 m-Kurve kaum erreichte. Doch bildete sich auch hier zur letzten Eiszeit ein Gletscher, der oberhalb und bei *Schönenberg* in dem muldenförmigen Tal sehr viele Blöcke hinterließ, die jetzt teilweise zu Trockenmauern aufgehäuft sind. Bei den untersten Häusern von *Schönenberg* findet sich sodann eine über 100 m lange Moräne, die in 2—3 m Mächtigkeit von der Straße angeschnitten ist. Blöcke von ½ cbm Größe und darüber sind häufig; sie sind gut kantengerundet bis geschliffen; ein ziemlich großer Kulmblock zeigt deutliche, in einer Richtung verlaufende Schrammen. Diese Ablagerung (in 650 m Höhe) gehört der **ersten** und einzigen **Phase** dieses Tälchens an.

Das **Böllenbachtal** beginnt am Fuße des *Belchen* (1414 m) in zwei Ästen, verläuft südöstlich und endigt nach 6 km in 520 m bei *Wembach*. Das Nährgebiet — Südosthalde des *Belchen* — ist zwar hoch, doch horizontal wenig ausgedehnt.

Die *Niederterrasse* des *Wiesentales* setzt sich ein ganz kurzes Stück ins Seitental fort und hört bei *Wembach* an einem nur wenige Meter hohen Riegel auf. Innerhalb und auf demselben liegt eine zwar verschiedentlich, doch undeutlich aufgeschlossene Endmoräne von offenbar geringer Mächtigkeit. *Wembach* scheint zum großen Teil auf Moräne zu stehen; noch jetzt liegen viele Blöcke daselbst. An der linken Talseite, gegenüber dem Steinbruch, fanden sich in einem Moränenrest einzelne geschrammte Geschiebe. Aufhören der *Niederterrasse*, Riegel und Moränen bezeichnen die **Maximalausdehnung** eines Gletschers der letzten Eiszeit. Wenn ein solcher trotz des nicht bedeutenden Sammelgebietes so tief

hinabsteigen konnte (bis 540 m), so kann nur das enge, ziemlich steile Tal als Erklärung gelten.

Von *Wembach* aufwärts ist das Tal fjordartig. Unterhalb *Niederböllen* mündet links das gut ausgeschürfte Seitental von *Wildböllen*. Etwas oberhalb der Mündung ist im Haupttal links, 10 m über dem Bach, etwas erratisches Material bloßgelegt.

In den bei *Oberböllen* zusammenstoßenden, steilen, muldenförmigen und z. T. sumpfigen Tälchen finden sich keine bemerkenswerten Ablagerungen. Doch könnten einige unbedeutende Hügel in 780—830 m Höhe im *Böllenerbächletal* als Rest einer kleinen Moräne **zweiter Phase** betrachtet werden. Ein Aufschluß fehlt. Derselben Phase gehören auch die geringen Blockmassen beim Schulhaus von *Oberböllen* an (in 750 m).

Gebilde dritter Phase konnten sich an der sehr steilen Belchenhalde nicht halten.

B. Linke Seitentäler.

Im **Prägtal**, das bei *Geschwend* in 580 m Höhe mündet, finden sich nicht nur beträchtliche glaziale Ablagerungen, sondern in ausgezeichneter und charakteristischer Weise viele Gebilde glazialer Erosion (vergl. auch p. 415). Das Tal besteht aus einem südwestlich gerichteten oberen und einem nordwestlich verlaufenden unteren Teil, die beide ihr eigenes Sammelgebiet besitzen. Die obere Talstrecke beginnt an der *Grafenmatt* (1375 m). Sie wird von gewaltigen Bergrücken von 1200—1300 m Höhe begleitet. Ihre ersten 5—6 km bleiben über 800 m hoch. Das untere Talstück ist bei *Präg* von einem Kranze mächtiger Berge umgeben, die durchschnittlich 1250 m hoch sind.

Die vom *Wiesental* ausgehende *Niederterrasse* setzt sich ins *Prägtal* fort, bis sie fast 2 km östlich von *Geschwend* in einer engen Schlucht verschwindet. — Bei *Geschwend* liegt links auf der Terrasse ein beträchtlicher Schotterkegel, der als abgeschwemmte Moräne eines Gehängegletschers erster Phase von der Nordhalde des 1135 m hohen *Staldenkopfes* zu betrachten ist. — Oberhalb der Schlucht läßt sich in dem wieder breiteren Tal das Niveau der Terrasse weiter verfolgen bis zu einem Endmoränenwall im Dorfe *Präg*, der

vom Bachknie (südöstlich des *Ellbogen*) bis zum Schulhaus in ca. 800 m Länge parallel der Nordwesthalde des *Hochkopfes* verläuft und sich nur 2—4 m über die Terrasse erhebt. Zwar ist er wenig aufgeschlossen, doch zeigt schon die Anwesenheit massenhafter Blockansammlungen verschiedenen Materials und mannigfaltiger Bearbeitung in *Präg* die Moränennatur des Walles[1]. Südlich des Schulhauses schließt er die oberhalb gut ausgekolkten Tälchen des *Eulenbaches* (vom *Hochgescheid*, 1205 m) und des *Weissenbaches* ab. Dieser Moränenwall (in 720 m Höhe) bezeichnet die **Maximalausdehnung** sowohl des Gletschers aus dem oberen Tal als auch der Eismassen, die von dem Höhenkranz nach *Präg* hinabflossen.

Im *oberen Prägtal* — vom *Ellbogen* aufwärts — ist in prachtvoller Weise die selektive Erosion des Eises zu sehen in Form aneinandergereihter Becken und unzähliger Rundhöcker an der Sohle und an den Talwänden.

In 890 m Höhe liegt auf Kulm ein ca. 20 m hoher Endmoränenwall aus kristallinen Gesteinen quer über das fjordartige, nicht sehr breite Tal[2]. Eine Terrasse geht von dieser Ablagerung, die der **zweiten Phase** angehört, nicht aus. Das tief fjordartige Tal wird bald bedeutend breiter (bis 200 m), behält aber die Trogform (Profil V) und ist mit vielen Blöcken übersät.

Beim *Wasserfall* ist als Gebilde **dritter Phase** (von 1120—1180 m) durch Bach und Straße eine 10—15 m mächtige Moräne aufgeschlossen, die in 200 m Länge sich an beide Talseiten anlehnt. Das Material besteht aus großen Blöcken, Geschiebe und Sand. Oberhalb dieser Ablagerung ist das Tal bedeutend breiter und viel weniger steil bis zum karähnlichen Schluß an der *Grafenmatt* (1375 m). Diese mächtige Moräne dritter Phase — die Länge des Gletschers betrug noch 2 km — ist bei der südwestlichen Talrichtung und des durchschnittlich nicht ganz 1400 m hohen Nährgebietes etwas überraschend. Die Erklärung gibt der Umstand, daß die Eismassen sich in der 1200—1260 m hoch gelegenen Mulde gut sammeln konnten.

Ins *Prägtal* mündet rechts, wenig östlich von *Geschwend*,

[1] GILLIÉRON (p. 8) läßt die Frage unentschieden.

[2] GILLIÉRON gibt (p. 9) eine genaue Beschreibung dieser Endmoräne.

das **Gisibodental** vom *Gisiboden* (1247 m). Es besaß zur letzten Eiszeit einen selbständigen Gletscher, denn die *Niederterrasse* des *Prägtales* führt eine kurze Strecke ins Seitental und knüpft mit steilem Übergangskegel, der von der Straße *Geschwend—Präg* aus deutlich sichtbar ist, in 660 m Höhe an eine wohl 30 m mächtige und ca. 100 m breite Endmoräne an. Links des Baches ist zurzeit ein guter Aufschluß (Sandgrube), der kleine und große, gut gerundete bis geschliffene und deutlich geschrammte Blöcke von Gneis, Kulm und Porphyr zeigt, die teilweise in sehr sandigem Material stecken. Die Einwirkung des Schmelzwassers ist hier sehr charakteristisch, indem stellenweise die Sand- und Geröllmassen flußauf- und flußabwärts sehr steil geschichtet sind. Rechts des Baches sind die Ablagerungen größtenteils weggeschwemmt.

Von den Zwillingstälern des Graben- und **Schliffbaches** (die bei *Schönau* münden) bezog das letztere seine Eismassen von einem durchschnittlich ca. 1150 m hohen Sammelgebiete (*Hochgescheid* 1205 m). Es ist tief fjordartig und verläuft im allgemeinen westlich. Auf Grund glazialer Ablagerungen ist es nicht möglich, die **Maximalausdehnung** des Gletschers der letzten Eiszeit festzustellen. Doch ist es unschwer, an der wenn auch geringen Talverengung bei *Bischmatt* in 560 m Höhe, einen Riegel zu erkennen, der ein oberes Tal mit gerundeten, einheitlich abgehobelten Gehängen von einem unteren mit eckigen Talflanken trennt. Das Eis war in dem schmalen, tiefen Tal durch einen westlich ziehenden Bergrücken von 900—1200 m Höhe vor dem warmen Südwestwind geschützt. Daraus und aus der Steilheit des Talbodens erklärt sich die tiefe Lage des Gletscherendes. Am Ausgange des Tales liegt ein Schotterkegel, der in die *Niederterrasse* des *Wiesentales* übergeht.

Das **Grabenbachtal** beginnt karartig am *Staldenkopf* (1150 m), senkt sich rasch auf weniger als 800 m und verläuft in westlicher Richtung. Der ziemlich breite, glaziale Talboden bildet gegen das *Wiesental* einen Absturz von über 50 m (Hängetal). Er ist vom Bach tief durchfurcht. In diesem Tal vermochten sich die glazialen Ablagerungen auf der Höhe von *Bischmatt* vorzüglich zu erhalten deshalb, weil der Gletscher des obengenannten *Schliffbachtales* über die

Mündung des Zwillingstales hinaus vordrang und dessen Moränen vor dem Abspülen schützte. Man kann unschwer drei bogenförmige Wälle unterscheiden. Der äußerste, gekennzeichnet durch viele und teilweise große, gerundete Blöcke, liegt bei den untersten Häusern von *Bischmatt*. Der zweite ist ganz flach und nur wenig aufgeschlossen. Der innerste Bogen ist ca. 15 m hoch, besteht meist aus kleinen Blöcken, Geröll und Sand kristallinischer Gesteine (anstehend ist Kulm), deren Schichtung flußaufwärts geneigt ist. Talabwärts liegen oben noch einzelne größere Blöcke, die zur Endmoräne — **erste Phase** — gehören. Die Schottermassen bildeten sich zwischen Eis und Moräne, ähnlich wie im *Wiedenbachtal*. — An der Straße nach *Thunau* ist rechts etwas Seitenmoräne angeschnitten. Eine deutliche jüngere Phase ist in diesem Tal nicht nachzuweisen.

Das **Künbachtal** beginnt als sehr flache, sumpfige Mulde bei *Herrenschwand* (1020 m) und verläuft in westsüdwestlicher Richtung. Das Sammelgebiet ist durchschnittlich 1100 m hoch. Für die Bestimmung des Gletscherendes der letzten Eiszeit sind wenig Anhaltspunkte vorhanden. Doch darf als solches wohl die Talverengung unterhalb der Mühle von *Stadel* (660 m) betrachtet werden. Daselbst wird zudem das bis dahin ziemlich sanft geneigte und breitgründige Tal steiler und stellenweise schluchtartig. Ungefähr bis zur selben Stelle ist auch das Tal oberhalb mit Blöcken bestreut.

Im **Angenbachtal**, das bei *Mambach* mündet, bezog der Gletscher seine Eismassen von einem halbkreisförmigen Höhenzug von über 7 km Länge und durchschnittlich 1150 m Höhe. Das Tal besitzt im oberen Teil ein glaziales Aussehen bis zu einem riegelartigen Abschluß in wenig über 700 m, der als Ende eines Gletschers der letzten Eiszeit angesehen werden muß. Moränen sind nicht vorhanden. — Im Seitentälchen des **Sägemattbächles** (rechts) sind die Verhältnisse ähnlich. Infolge der hohen Lage konnte trotz der südlichen Richtung des Tales und des nur kleinen Einzugsgebietes von 1130 m Höhe ein Gletscher in dem jetzt flach muldenförmigen Talstück der *Waldmatt* bis zu einer Schlucht in 880 m Höhe hinabgelangen. Moränen sind auch hier nirgends wahrzunehmen.

Die Maximalausdehnung der Gletscher der letzten Eiszeit läßt sich also im *Wiesental* und in den meisten Seitentälern mit Hilfe der *Niederterrasse* und der Endmoränen leicht und sicher feststellen. Die Resultate stimmen im allgemeinen mit denen G. STEINMANN's[1] im *Gutachtal* überein. Die durchschnittlich 200 m tiefere Lage der Gletscherenden im *Wiesental* erklärt sich, wie mir scheint, hinreichend aus der Steilheit des *Haupttales* und seiner Seitentäler gegenüber der sanften Neigung des Talbodens der *Gutach*.

Doch sind wir hiermit mit den glazialen Gebilden im Wiesental keineswegs zu Ende. Im Haupttal trägt die Talstrecke vom Gletscherende der letzten Eiszeit *(Geschwend)* abwärts bis unterhalb *Wembach*, wo die Enge beginnt, einen ebenso typisch glazialen Charakter wie alle bisher genannten Täler. Wie p. 401 bemerkt, verläuft die *Niederterrasse* daselbst. Das Tal ist breiter als irgendwo oberhalb. Die Talwände sind gut abgehobelt und weisen vielfach Rundhöckerbildungen auf. Aus der *Niederterrasse* erheben sich viele prachtvolle, bis 35 m hohe Rundhöcker. Sie liegen meist vor dem Ausgang der Seitentäler, sind der rechten Talseite genähert, besitzen aber im allgemeinen ein wenig frisches Aussehen; Schliffe sind nirgends mehr wahrzunehmen. Talaufwärts fallen sie sanft, talabwärts und seitlich steiler ab. Ihre Längsachse besitzt entweder die Richtung des Haupt- oder Seitentales, oder halbiert den spitzen Winkel zwischen beiden. Die Seitentalmündungen sind bedeutend erweitert *(Topographische Karte von Baden, Blatt Schönau und Todtnau)*. Alle diese Erscheinungen, Form, Lage und Stellung der Rundhöcker, ferner die Topographie des Tales sind nur mit Hilfe glazialer Erosion verständlich.

Dieses typisch glaziale Talstück von *Geschwend* bis zum riegelartigen Abschluß unterhalb *Wembach* gehört einer älteren, größeren Vergletscherung an. Wir werden nicht fehlgehen, wenn wir sie der **vorletzten Eiszeit**, der **Mittelterrassenzeit** G. STEINMANN's[2] zuzählen.

---

[1] Die Bildungen der letzten Eiszeit etc.

[2] G. STEINMANN, Über die Gliederung des Pleistocän im badischen Oberlande.

Es läßt sich in dieser Talstrecke mit völliger Sicherheit sogar eine **dritte Vereisung** nachweisen, die noch ausgedehnter war und weiter zurückliegt als die *Mittelterrasseneiszeit*. Zwischen *Wembach* und *Geschwend* besitzt das Tal allgemein einen Querschnitt, wie ihn *Taf. XXI, Profil I* (rechts unten)[1] zeigt. Wir haben in einem Profil die Gebilde dreier verschiedener Eisströme vereinigt, von denen jeder eine Eiszeit repräsentiert: Im glazialen Talboden der *Mittelterrassenzeit* liegt die *Niederterrasse* (sie hüllt die obengenannten Rundhöcker vom Mittelterrassenalter ein); darüber jederseits des Tales in 30—60 m Höhe eine Felsterrasse, ein alter glazialer Talboden, den wir wohl der **Hochterrasseneiszeit**[2] zuzählen dürfen. — Ferner möge hier noch ein Fall beginnender Rundhöckerbildung erwähnt werden, der zugleich auf die Entstehung obiger großer Rundhöcker hindeutet. Kaum 2 km südlich von *Wembach* — also außerhalb des Bereiches des Mittelterrassengletschers — ist durch das *Wiesental* von drei Seiten, durch das Tälchen des *Hepschingerbaches* und den Sattel von *Kastel* auf der vierten Seite der Hügel des *Bürstel* isoliert worden *(Topographische Karte, Blatt Schönau)*, so daß hier die topographischen Verhältnisse überraschende Ähnlichkeit besitzen mit denjenigen von Wembach. Überhaupt besitzt das *Wiesental* von *Wembach* abwärts bis ungefähr nach *Mambach* eine ausgesprochene Glazialskulptur. Doch will ich es mit der Erwähnung dieser Tatsachen bewenden lassen, um nicht zu weit über den Rahmen meiner Aufgabe hinauszutreten. Spuren einer sehr ausgedehnten Vereisung finden sich übrigens, wie wir im Verlaufe der Abhandlung sehen werden, noch in mehreren Tälern des südlichen *Schwarzwaldes*. —

Die Ausdehnung der Mittelterrasseneiszeit läßt sich auch im *Prägtal* mit Sicherheit nachweisen, und erst mit der Beschreibung der damals entstandenen Gebilde erhalten wir ein einigermaßen getreues Bild des jetzigen

---

[1] schematisiert.

[2] Während dieser *grossen Eiszeit* reichten die alpinen Gletscher über den *Schweizer Jura* bis an den Fuß des *Schwarzwaldes* (Penck und Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. Gekrönte Preisschrift. Lieferung 5 u. 6. Leipzig 1903).

Tales. Wie p. 410 bemerkt, geht die *Niederterrasse* des *Wiesentales* bei *Geschwend* ins *Prägtal* über, verschwindet in der engen Schlucht — 2 km östlich von *Geschwend* — erscheint dann wieder und verläuft bis *Präg*, wo sie an die Endmoräne erster Phase anknüpft. Diese beiden Talstücke, von *Geschwend* bis zur Schlucht und von da bis *Präg* (Übersichtskarte), besitzen ebenfalls ein typisch glaziales Aussehen. Sie weisen sehr charakteristische Erzeugnisse glazialer Erosion auf, vor allem Rundhöckerbildungen an den Talflanken. Gillièron[1] fand östlich von *Geschwend* Gletscherschliffe, doch konnte ich dieselben nicht mehr mit Sicherheit nachweisen, da die Verwitterung zu weit fortgeschritten war, und frische Aufschlüsse fehlten. In der oberen Talstrecke sind bei *Präg* in einem ausgeschalteten, parallel zum *Prägbach* verlaufenden Tälchen, dessen Wasserscheide gegen das *Prägtal* mit schönen Rundhöckern verziert ist, drei in verschiedenen Höhenstufen aufeinanderfolgende kleine, mit Wasser gefüllte Becken ausgekolkt[2].

Genannte Schlucht bildet einen typischen Riegel, dessen Oberfläche gut abgehobelt, doch nicht frisch ist. Der Bach hat sich noch nicht ganz durchgesägt. Der Riegel bezeichnet die Stelle, bis wohin der Mittelterrassengletscher des *Prägtales* gelangte. Er war 2 km länger als der Gletscher der letzten Eiszeit. Ein Gebilde desselben ist auch der eigentümliche „*Ellbogen*“, der vom Eisstrom aus dem oberen *Prägtal* (zur *Mittelterrassenzeit*), dem er direkt im Wege lag, erniedrigt und mit Rundhöckern verziert wurde. Das Talstück von der Schlucht abwärts bis zum *Wiesental* dagegen barg einen Gletscher — ebenfalls zur *Mittelterrassenzeit* — vom *Gisiboden*, der sich bei *Geschwend* mit dem Eisstrom des *Wiesentales* vereinigte.

Das Wehratal

beginnt im Sattel zwischen *Farnberg* (1219 m) und einem nordöstlichen Ausläufer des *Hochkopfes* (1263 m). Es bildet im oberen Teil ein ca. 10 km langes, typisches Gletschertal bis wenig unter 700 m *(Todtmoos-Au)*, während welcher Streke

[1] Les anciens glaciers etc. p. 6.

[2] G. Steinmann, Die Spuren der letzten Eiszeit etc. p. 196 Anmerk.

es mehrere Seitentäler aufnimmt und im allgemeinen südlich verläuft. Dann setzt es in südwestlicher Richtung als tiefe Erosionsschlucht fort, um die letzten 7—8 km als breites Tal wiederum südlich zu verlaufen. Das Nährgebiet wird aus einem hufeisenförmigen, durchschnittlich etwas über 1100 m hohen, nicht sehr breiten Höhenzug gebildet. Doch kommt dasselbe für die letzte Eiszeit nicht voll zur Geltung, da wie im *Wiesental* ein gemeinsamer Gletscher nicht entstand. — Die unterste Talstrecke, vom *Rhein* bis oberhalb *Wehr*, ist von Schmidt, G. Steinmann und Tschudi erforscht worden und kommt infolge der tiefen Lage für die letzte Eiszeit überhaupt nicht in Betracht[1].

In dem Glazialtal von *Todtmoos-Au* (680 m) aufwärts, das mehrere, z. T. sehr prächtige und eigentümliche Rundhöcker von altem Aussehen enthält, läßt sich eine mächtige Terrasse verfolgen bis *Hinter-Todtmoos*. Dieselbe ist bis *Vorder-Todtmoos* nur in einzelnen, doch gut erkennbaren Resten vorhanden, da in dem steileren Tal die Ausspülung weit fortgeschritten ist, während von *Vorder-Todtmoos* aufwärts der Bach sich nur wenig eingeschnitten hat. Die Terrasse endigt in 840 m an einem ca. 30 m hohen Riegel, der vom Bach noch bei weitem nicht durchbrochen ist; er bildet einen Wasserfall von mindestens 10 m Höhe. Auf dem Riegel ist von der neuen Straße etwas Erratikum angeschnitten. Wenig oberhalb desselben (Profil VI) ist eine ziemlich bedeutende Blockansammlung auf eine Fläche von 100 m Länge und 50 m Breite verteilt. Unmittelbar oberhalb dieser Blockmoräne ist ein kleiner, riegelartiger Rundhöcker, der einen alten Seeboden von kaum 50 m Durchmesser abschließt. Das nun folgende breite Tal weist viele charakteristische Rundhöcker und gut gerundete Flanken auf. Weitere Ablagerungen finden sich nicht mehr.

Obige, auf und hinter dem Riegel liegende Endmoräne (bei *Hinter-Todtmoos*), von der die mächtige Terrasse *(Niederterrasse)* bis *Todtmoos-Au* führt, bezeichnet die **Maximalausdehnung** eines Gletschers der letzten Eiszeit (in 850 m Höhe). Von dem nicht sehr bedeutenden Einzugsgebiete konnte

[1] Siehe Einleitung p. 398 u. 400.

kaum ein Eisstrom mächtig genug werden, um in dem südlich gerichteten, breiten, nicht sehr steilen Tal ca. 7 km weit bis unter 700 m hinabzugelangen (Riegel unterhalb *Todtmoos-Au*). Es wäre auch die Annahme, eine zweite Phase (bei *Hinter-Todtmoos*) hätte die beschriebene mächtige Terrasse geliefert, sehr unwahrscheinlich, wo doch die Terrasse zweiter Phase im *Wiesental* bei weitem nicht so beträchtlich ist, im *Prägtal* sogar gänzlich fehlt. Das Ausfallen einer Endmoräne beim Riegel (unterhalb *Todtmoos-Au*) spricht ebenfalls nicht für die letzte Eiszeit, da deren Ablagerungen im allgemeinen überall gut erhalten sind. Dagegen tritt uns die vorletzte Eiszeit (in unserem Gebiet) meist nur in Gletschertälern, die durch Riegel ohne Endmoräne abgeschlossen sind, entgegen. Das Talstück von *Hinter-Todtmoos* bis *Todtmoos-Au* entspricht mithin demjenigen von *Geschwend* bis *Wembach* im *Wiesental* und gehört der *Mittelterrassenzeit*[1] an.

Seitentäler.

Das **Sägebachtal** (links, bei *Todtmoos-Weg*) beginnt im Sattel zwischen *Hochkopf* (1263 m) und dem *Schweinele* (1179 m), verläuft südöstlich und endigt zwischen *Vorder-* und *Hinter-Todtmoos*. Es ist ein Hängetal und besitzt einen typisch glazialen Boden, der mit Blöcken und Geschiebe übersät ist. Kurz vor der Mündung des breiten Tales wendet sich der Bach nach rechts, verliert sich in einer tiefen Schlucht und bildet einen Fall von wohl 30 m gegen das *Wehratal*. Ich vermute deshalb, daß sein Unterlauf während der Eiszeit abgelenkt wurde. Was ihm den Weg versperrte, kann nicht angegeben werden, da an der betreffenden Stelle weder Moränen noch Schotter vorhanden sind. Endmoränen fehlen in diesem Tal überhaupt gänzlich, so daß auch das Gletscherende der letzten Eiszeit nicht sicher festzustellen ist. Ich vermute, daß der Eisstrom gerade bis ins Haupttal reichte, wo seine Endmoräne von dem Schmelzwasser des Wehragletschers weggespült wurde.

Obengenannte Geschiebeablagerungen sind nicht auf den Talboden beschränkt. Sie ziehen sich vielmehr an den Ge-

[1] Partsch, Die Eiszeit in den Gebirgen Europas etc., betrachtet den Riegel von *Todtmoos-Au* als Ende eines Gletschers der letzten Eiszeit.

hängen hinauf und bedecken z. B. die Wasserscheiden gegen das Haupttal bis ca. 100 m Höhe über dem *Sägebachtal*. Wir haben hier ohne Zweifel die Grundmoräne eines Gletschers, der, wie ich glaube, der vorletzten Eiszeit angehörte, während welcher sich die Eisströme sämtlicher Seitentäler mit dem Haupttal vereinigten und gemeinsam bis zum Riegel unterhalb *Todtmoos-Au* flossen [1].

Im Hängetal von **Todtmoos-Schwarzenbach** (*Sägebach* vom *Hohemuttlen* 1142 m) sind die Verhältnisse deutlicher. Das Tal hat einen ähnlichen Charakter wie dasjenige von *Todtmoos-Weg* und verläuft ebenfalls südöstlich. Kurz vor dem 50 m hohen Absturz finden sich in 800 m Höhe wenig mächtige Moränenablagerungen bogenförmig über das breite Tal, welche als Rest einer Endmoräne aufgefaßt werden müssen. Direkt oberhalb sind links an der Straße deutliche Gletscherschliffe zu beobachten. Ungefähr 600 m weiter nordwestlich liegen bei den obersten Häusern drei konzentrisch angeordnete, 10—20 m mächtige Wälle, die in mehreren Sandgruben gut aufgeschlossen sind. Das Material ist wenig verwittert. Beim ersten Besuch fand ich in einem Aufschluß beim Schulhaus mehrere gut geschliffene und einzelne undeutlich gekritzte Geschiebe. Man sah teils ungeschichtete Massen, teils unregelmäßige Sonderung, meist aber eine talabwärts sich neigende Schichtung. Größere Blöcke (bis zu ⅓ cbm) fanden sich nur vereinzelt. Am obersten Wall, der jetzt nicht aufgeschlossen ist, wurden, wie ein Augenzeuge erzählte, vor ca. 40 Jahren Probierlöcher gemacht; doch erwies sich das Material als durchaus nicht abbauwürdig auf Sand; Fels stand nicht an. Vermutlich besteht dieser Wall aus einem Gemenge von Blöcken und Geschiebe. Viele größere Blöcke liegen wenig oberhalb desselben. Daß diese mächtigen Sand- und Schottermassen zwischen der eigentlichen Endmoräne und dem Eis entstanden sein sollten — ähnlich wie bei *Bischmatt* und im *Wiedenbachtal* —, erscheint mir angesichts der Tatsache, daß die Schichtung meist talabwärts sich senkt und daß diese stützende Endmoräne fehlt,

[1] Auch Fromherz (Geogn. Beob. etc. p. 264 ff.) hat diese Geschiebeablagerungen beschrieben und gibt zu, daß die vorliegenden Verhältnisse die ehemalige Gegenwart eines Gletschers nicht unwahrscheinlich machen.

bezw. 600 m weiter unterhalb gelegen hat, nicht wahrscheinlich. Dieselben sind, wie ich glaube, von dem wohl spärlichen Schmelzwasser direkt abgespült und gesondert worden; eine regelrechte Terrasse konnte deshalb nicht entstehen, weil größere Wassermassen — kleine Seen innerhalb der Eismassen, wie es an heutigen Gletschern noch beobachtet wird[1] —, deren plötzlicher Ausbruch doch nur die flächenhafte Entwicklung einer Terrasse erklären kann, wohl fehlten.

Diese mächtigen Ablagerungen gehören der **ersten Phase** der letzten Eiszeit an, und die äußersten Moränenreste unterhalb der Gletscherschliffe in 800 m Höhe bezeichnen das untere Ende des Gletschers. Eine weitere deutliche Phase fehlt und ist bei der geringen Höhe des Sammelgebietes auch nicht zu erwarten.

In dem ebenfalls vom *Hohemuttlen* kommenden **Rotmoosbachtale** zieht sich die von der *Wehratal-Niederterrasse* ausgehende ziemlich mächtige Terrasse mit guterhaltenem Niveau bis *Fetzenbach* (ca. 800 m), wo sie ohne Endmoräne aufhört. Dieser Punkt bezeichnet die Ausdehnung des Gletschers zur **ersten** und einzigen **Phase**, da oberhalb in dem gut ausgearbeiteten, teilweise sumpfigen Tälchen weder bemerkenswerte Ablagerungen, noch sonstige glaziale Spuren vorkommen.

Bei **Fetzenbach** mündet links das gleichnamige Seitentälchen. Hier liegt (zwischen den beiden obersten Häusern, 820 m) eine vielleicht noch zur Hälfte erhaltene Endmoräne, die offenbar von den etwas weiter vorrückenden Eismassen des Haupttales *(Rothmoosbach)* gestaut und gestützt wurde, da ihre Außenseite sehr steil abfällt. Der *Fetzenbach* beginnt heute in dem Sattel nordöstlich des *Rohrenkopfes (Zeller Ebene)*. Sein Oberlauf gehörte einst offenbar dem nach Südosten (ebenfalls zur *Wehra*) eilenden *Silbergraben* an, von dem er jetzt durch eine Wasserscheide von nur 20—30 m Höhe getrennt ist. Ohne diese Wasserscheide würde vom obengenannten Sattel bis gegen die *Wehra* ein breitgründiges, einheitliches Tal bestehen *(Silbergraben)*. Wie ich glaube, verfolgte der Gletscher vom *Rohrenkopf* den geraden Weg nach Osten, erniedrigte die damalige Wasserscheide zwischen *Silber-*

[1] H. Hess, Die Gletscher. p. 302 ff. Braunschweig 1904.

graben und *Fetzenbach*, vereinigte sich mit den Eismassen aus dem *Tiefengrund* (von 1100 m Höhe) und floß bis *Fetzenbach*, wo er obige Endmoräne ablagerte. Unterwegs verlegte er seinen ursprünglichen Weg bei der Umbiegung nach Süden, indem er eine 20 m mächtige Moräne hinterließ, welche die heutige Wasserscheide bildet. Die Moräne ist zwar nirgends aufgeschlossen, doch in der Topographie und vor allem in der sumpfigen Beschaffenheit des Geländes unverkennbar.

Im **Gersbachtälchen** dürfte zur letzten Eiszeit ein kleiner Gletscher bis 900 m hinabgereicht haben; doch fehlen sichere Anhaltspunkte für dessen Abschmelzstelle.

In den übrigen, meist steilen Seitentälern, vor allem in den linken, ergaben sich keine untrüglichen Anzeichen für die Abschmelzstelle von Eisströmen. Von der sehr steilen und schmalen Halde östlich des *Wehratales* können sich allerdings auch nur unbedeutende Gehängegletscher gebildet haben, welche die Topographie wenig zu beeinflussen vermochten.

Das obere Murgtal

nimmt seinen Ursprung in kaum 1000 m Höhe, entwässert die sanft nach Süden bis an den *Rhein* sich senkende, rauhe Hochfläche des „*Hotzenwaldes*" und endigt nach einem im allgemeinen südlich gerichteten Lauf von 18 km bei *Murg* im *Rheintal*.

Wir begegnen auch hier der bekannten Erscheinung: Die untere Strecke bildet ein Sägetal, die obere dagegen ist breit muldenförmig, ein richtiges Gletschertal. Letzteres beginnt in 670 m Höhe unterhalb *Hottingen*. Daselbst ist ein vollständig ebener, ca. 600 m langer und 100—200 m breiter, alter Seeboden von einem 30 m hohen Riegel sehr gut abgeschlossen. Flußaufwärts wird der Talboden allmählich unregelmäßig und zeigt mehr oder weniger ausgeprägten Grundmoränentypus. Nach 2 km folgt auf das bis dahin noch 300 m breite Tal eine fast schluchtartige Strecke von nur 700 m Länge, worauf das Tal die vorige Breite wieder erhält. Am oberen Ausgang dieser Schlucht liegt (beim *Murgtalwirtshaus*) eine größere Ansammlung gut gerundeter Blöcke, die durchschnittlich 2—3 cbm Größe erreichen. An Wassertransport

ist hier nicht zu denken, da die riesigen Blöcke doch eher weiter oben, wo das Tal bedeutend breiter und weniger steil ist, liegen geblieben wären. Die Annahme einer Moräne scheint mir aber ebenfalls ausgeschlossen. Vermutlich sind diese Blöcke, die aus einem leicht verwitterbaren Granit („Wollsackgranit") bestehen, an Ort und Stelle entstanden und von dem nicht sehr kräftigen Bache einfach liegen gelassen worden (die meisten liegen im und am Bach). Anstehend ist ein mindestens sehr ähnlicher Granit.

Vom *Murgtalwirtshaus* aufwärts behält das Tal im allgemeinen eine ziemlich konstante Breite, wird enger da, wo größere Hügel, die gerundet sind, herantreten, beträchtlich weiter, wo der Gletscher seitliche Zuschüsse erhielt; jedem Zufluß entspricht zudem eine Vertiefung des Tales, kleine Wanne, Moor, Torflager. Wir beobachten deutlich fünf hintereinandergereihte, flache, längliche Becken. Moränen sind im Haupttal nirgends zu sehen.

Dagegen ist bei *Giersbach* ein sehr flacher Wall, der für eine Endmoräne gehalten werden könnte. Er schließt das linke, breitmuldenförmige Seitental von *Engelschwand* kurz vor der Mündung ab. Die Straße benützt diese Auffüllung um das Tal zu überschreiten. Die teilweise mehrere Kubikmeter haltenden, meist gut gerundeten Granitblöcke liegen auf der Oberfläche oder im Schutt. Das Bächlein zwängt sich mühsam hindurch. Angesichts der Tatsache, daß im gesamten *Murgtal*-Gebiet obengenannter Wollsackgranit vorherrscht und sich an verschiedenen Stellen in Form von Anhäufungen runder Blöcke bemerkbar macht, wage ich es nicht, den Wall bei *Giersbach* als Endmoräne zu deuten. Wir haben mithin in diesem Tal keine Anhaltspunkte für die Abschmelzstelle eines Gletschers der letzten Eiszeit. Nach meiner Ansicht bildeten sich damals von den kaum 1000 m hohen Rücken in den breiten, südlich gerichteten Tälchen überhaupt keine Eisströme, da die Schneegrenze wohl beträchtlich über 900 m lag[1].

Der Riegel unterhalb *Hottingen*, der das unzweifelhafte Gletschertal von sehr altem Typus abschließt, erscheint

[1] Siehe p. 445.

mir sogar viel zu weit vorgeschoben (Übersichtskarte), als daß man ihn nur der vorletzten Vereisung zuzählen könnte. Er dürfte der großen Eiszeit *(Hochterrassenzeit)* angehören, während welcher die alpinen Gletscher über den *Schweizer Jura* bis an den Fuß des *Schwarzwaldes* reichten [1].

Das Albtal.

Das Albtal beginnt in zwei Ästen, einerseits am Sattel zwischen *Feldberg* und *Grafenmatt* in 1230 m Höhe — **Menzenschwander Alb**; anderseits am Südabhang des *Herzogenhorn* — **Bernauer Alb**. Es verläuft südöstlich bis unterhalb *St. Blasien*, wendet sich dann südlich und endigt nach 35 km in 300 m Höhe bei *Albbruck* am *Rhein*. Es besitzt ein außerordentlich großes und günstiges Sammelgebiet. Gehören ihm auch die beiden höchsten Erhebungen des Schwarzwaldes, *Feldberg* (1493 m) und *Belchen* (1414 m), nicht an, so bezog doch dessen Gletscher seine Eismassen von einem gewaltigen, hufeisenförmigen Höhenzug, dessen Mitte der *Seebuck* (1448 m), ein südöstlicher Punkt des *Feldberg*massivs, bildet, dessen linke Hälfte in ca. 20 km Länge in südöstlicher Richtung das Tal begleitet und sich von obiger Höhe allmählich bis gegen 1000 m senkt, dessen rechte, größere und günstiger gelegene Hälfte bedeutende, 1300 m und 1400 m übersteigende Berge enthält (Übersichtskarte). Dazu kommen noch beträchtliche Höhenzüge zwischen den einzelnen Tälern, die ebenfalls bis zu 1300 m heranreichen. Doch kommt dieses gewaltige Nährgebiet für die letzte Eiszeit deshalb nicht zu voller Geltung, weil die beiden Zwillingstäler sich erst in einer Höhe (etwas über 800 m) vereinigen, in welcher in den anderen flachgeneigten und ungefähr gleichgerichteten Tälern (Gutach-, Aha-, Lindau- und Ibachtal) die Gletscher schon abgeschmolzen waren. Es kam also auch hier ein gemeinsamer Eisstrom nicht zustande. Dagegen ist es von Wichtigkeit, sich von dem bedeutenden Einzugsgebiete zu überzeugen, wenn man die außerordentliche Ausdehnung der Eismassen zur *Mittelterrassenzeit* verstehen will.

[1] Siehe Anmerkung [2], p. 415.

Das *Albtal* bietet neben dem *Prägtal* wohl das schönste Beispiel glazialer Erosion im *südlichen Schwarzwald*. Es bildet von *Hinter-Menzenschwand* über *St. Blasien* bis *Niedermühle* ein typisches Gletschertal von ca. 20 km Länge und durchschnittlich gegen 300 m Breite; letztere beträgt bei *Hinter-Menzenschwand*, wo die mächtigen Eismassen, von den höchsten Erhebungen in den beiden Tälern der *Menzenschwander Alb* und des *Krunkelbaches* sich sammelnd, zusammenstießen, über 500 m. Das *Bernauer Albtal* ist bei *Bernau* sogar über 1 km breit, was z. T. in der Gesteinsart (Kulm), sowie in der sanften Neigung des Talbodens seinen Grund haben mag. Prächtige Rundhöcker finden sich in beiden Zwillingstälern. Die schönsten sind bei *Menzenschwand*. Man trifft sie mitten im Tal wie in der Nähe der Flanken; die größten dürften 15 m nicht erreichen.

Diese Talform steht in schroffem Gegensatz zu der mehr oder weniger schluchtartigen Strecke von *Niedermühle* bis an den *Rhein*.

Wie schon oben bemerkt, ist das Gletschertal 1 km unterhalb *Niedermühle* riegelartig abgeschlossen. Daselbst finden sich nicht unbeträchtliche Ablagerungen von verschiedener petrographischer Beschaffenheit in Form von vielen bis über 1 cbm großen Blöcken, die gut gerundet, und wo die Verwitterung noch nicht eingesetzt hat, geschliffen sind. Links zwischen Fluß und Gehänge liegen viele derselben an der Oberfläche, im Gestrüpp oder von Moos überwuchert. Ich sah daselbst mehrere Blöcke mit parallelen Schrammen auf charakteristischer Schleiffläche. Ohne letztere Tatsache müßte man sie für Reste der unten zu besprechenden Terrasse halten. Außerdem liegen ähnliche Blöcke auf einem 30 m hohen Rundhöcker rechts des Baches, kurz vor dem Riegel, also über dem Niveau der Terrasse. Diese Ablagerungen, deren Aussehen nicht sehr frisch ist, sind jedoch nicht auf das Tal beschränkt; sie ziehen sich vielmehr an den Talflanken hinauf und verbreiten sich bis über die Wasserscheiden der benachbarten Täler. Links überdecken sie die Fluren von *Remetschwiel*, *Bannholz* bis *Höchenschwand* (1015 m) und *Häusern*, wo sie allüberall auf den Feldern zu sehen sind; auf den Wiesen sind sie größtenteils entfernt, soweit sie an

der Oberfläche lagen, und zu Trockenmauern aufgeschichtet. Sie sind meist gut gerundet bis geschliffen, Blöcke von 1 cbm Größe sind selbst auf der Wasserscheide nicht selten.

Fromherz[1] hat eine genaue Beschreibung dieser Ablagerungen gegeben, und gestützt auf dessen Beobachtung kam Partsch[2] zu der Ansicht, daß man es hier unzweifelhaft mit der Grundmoräne eines Riesengletschers zu tun habe. Ich habe nun alle diese Punkte besucht, um die Verbreitung der Block- und Geschiebemassen genauer festzustellen. Die östliche Grenze bildet im allgemeinen das *Schwarzatal*. Im übrigen ist sie nirgends genau festzulegen, da die Geröllmassen auch vom Schmelzwasser auf dem teilweise abschüssigen Gelände verschleppt werden konnten. Es ist nicht ganz unwahrscheinlich, daß ein Eislappen ein Stück weit in dem muldenförmigen *Fohrenbachtal* abwärts drang bis gegen die *Fohrenbachmühle*, woselbst das Tal schluchtartig wird und unbedeutende Ablagerungen aufweist. Ferner überschritt offenbar eine Gletscherzunge die Wasserscheide bei *Häusern* und schuf das eigenartige Hochtal daselbst. Dieses liegt da, wo das *Albtal* nach Süden umbiegt, bildet also die gerade Fortsetzung desselben nach Südosten. Die heutige Topographie desselben, Rundhöcker und längliche Becken senkrecht zum *Alb-* und *Schwarzatal*, wäre ohne diese Annahme gar nicht verständlich. Die Eismassen mögen auch einen Teil der großen Blöcke in dem Kessel unterhalb der *Schwarzabruck* hinterlassen haben (vergl. auch p. 436).

Auf der rechten Talseite tritt die gleiche Erscheinung auf. So sind die Höhen von *Urberg*, *Horbach*[3], *Wittenschwand* bis hinab über *Wolpadingen* nach *Happingen* mehr oder weniger reichlich mit Geröll und Blöcken des verschiedenartigsten Materials bedeckt. Wie drüben fand ich auch hier mehrfach gut geschliffene oder geschrammte Geschiebe und größere Blöcke. Noch jetzt werden alljährlich beim Pflügen haufenweise diese Spuren ehemaliger großer Eis-

---

[1] Geognostische Beobachtungen etc. p. 224—239.

[2] Die Gletscher der Vorzeit etc. p. 125—128.

[3] Ph. Platz fand ebenfalls geritzte Geschiebe auf den Höhen beiderseits des Albtales und erklärte sie als Gletscherschutt (Die Glazialbildungen des Schwarzwaldes).

bedeckung aus dem Boden gerissen. Hier wie dort wird man sich bei der Grenzbestimmung im großen und ganzen — da Endmoränen fehlen — nach der zusammenhängenden Geschiebe- und Blockbestreuung richten können. Auf dieser Talseite dürften die Ablagerungen über 1020 m nicht hinausgehen. Nach Westen bildet das *Ibachtal* die Grenze, bezw. die Geschiebe beider Täler vermischen sich miteinander. Die ungefähre südliche Umrahmung der Geschiebebestreuung mag aus der Übersichtskarte zu ersehen sein.

Wie aus diesen Tatsachen unzweifelhaft hervorgeht, besaß der Albgletscher einst die beträchtliche Breite von stellenweise über 6 km. Das *Albtal* bot den gewaltigen Eismassen bei weitem nicht genügenden Raum, so daß dieselben sich über die bis 300 m hohen Ufer ergossen. Dieser gewaltige Gletscher kann nicht der letzten Eiszeit angehört haben, was bei einem Vergleich mit den anderen Resultaten ohne weiteres ersichtlich ist[1]. Anderseits sind aber die Ablagerungen — Grundmoränen — noch ziemlich frisch und bei weitem nicht derart verwittert, daß sie einer sehr alten Eiszeit, vielleicht der *Hochterrassenzeit*, zugeschrieben werden müßten oder nur könnten. Dieser Gletscher, der bis *Niedermühle* reichte, muß also der *Mittelterrassenzeit* zugezählt werden.

Von *Niedermühle* an führt eine Terrasse aufwärts, die an verschiedenen Stellen von der Straße mindestens 15 m mächtig angeschnitten und an vielen Punkten in beträchtlicher Ausdehnung vorzüglich erhalten ist. Von *St. Blasien* an ist sie wenig durchfurcht, da das Tal viel flacher ist. Sie endigt 3,5 km oberhalb *St. Blasien*, bei der *Glashofsäge*, an einem Riegel, der das breite Tal abschließt. Sie geht von bedeutenden Moränen aus, die G. Steinmann beschrieben hat[2]. Die Gletscher beider Zwillingstäler reichten bis zu ihrem Vereinigungspunkt unterhalb *Bernau—Weierle*, wo sie mehrere hintereinanderliegende Endmoränenwälle aufhäuften. Der Eisstrom des *Menzenschwander Albtales* gabelte sich vor dem *Klusenwald* und schob seine Moränen im früheren

[1] Partsch scheint es allerdings anzunehmen (Die Eiszeit in den Gebirgen etc. p. 663). Siehe auch Einleitung p. 400.

[2] Die Spuren der letzten Eiszeit im hohen Schwarzwald p. 212 ff.

Hauptal zwischen *Klusenwald* und *Wäldemle* bis in die Gegend des *Glashofes*, anderseits in dem kleinen Nebentale zwischen *Klusenwald* und *Steppberg* bis zur *Menzenschwander Kluse* vor. Der Gletscher der *Bernauer Alb* lagerte seine Moränen in der Gegend des heutigen *Mooses* und am *Weierle* ab. So wurde die Vereinigungsstelle der Täler verbaut derart, daß die *Bernauer Alb* gezwungen wurde, sich einen Weg zu brechen zwischen *Wäldemle* und *Gässlewald*-Schlucht, während die *Menzenschwander Alb* zwischen *Steppberg* und *Klusenwald* durchbrach, so daß die beiden Flüsse sich heute erst bei der *Glashofsäge* vereinigen [1]. Zuvor mußte die *Bernauer Alb* noch den vom Gletscher stehengelassenen Felsriegel zwischen *Glashof* und *Glashofsäge* in tiefer Schlucht durchsägen. Ich darf noch hinzufügen, daß die Stelle des jetzigen Durchbruches der *Menzenschwander Alb* vom Gletscher einer früheren, größeren Vereisung bedeutend erniedrigt worden war, so daß der Hügel des *Klusenwaldes* die Bedeutung eines Rundhöckers erhält.

Herr Prof. G. Steinmann hat obige Gebilde als zweite Phase betrachtet. Doch hat er mich nun selbst darauf aufmerksam gemacht, daß die Ablagerungen, noch mehr die davon ausgehende gewaltige Terrasse bis *Niedermühle*, viel zu mächtig für eine zweite Phase seien. Da außerdem der Riegel unterhalb *Niedermühle*, wie oben bemerkt, nicht in Betracht kommt, so müssen die beschriebenen Moränen (in 820 m Höhe) mit der davon ausgehenden Terrasse *(Niederterrasse)* der **ersten Phase** der letzten Eiszeit zugezählt werden.

Die weiteren glazialen Erscheinungen sind im *Menzenschwander Albtal* ebenfalls von Steinmann beschrieben worden [2]. Zwischen *Vorder-* und *Hinter-Menzenschwand* beginnt eine Terrasse, die als flachgeneigte Wiesenfläche des *Brühl* sowohl im Haupt- als im *Krunkelbachtal* in einer Höhe von ca. 900 m an steilem Anstiege endigt. Daselbst zeigen sich die ersten Spuren eines Endmoränenzuges. In beiden Tälern liegen dieselben in Form mehrerer hintereinandergeschalteter Block-

---

[1] Siehe G. Steinmann, Die Spuren der letzten Eiszeit im hohen Schwarzwald p. 213, Kartenskizze, sowie unsere Übersichtskarte.

[2] Die Spuren der letzten Eiszeit etc. p. 215.

wälle in Höhen zwischen 940 m und 970 m (bezw. 980 m im Haupttal), teils auf, teils hinter Felsriegeln, die von Bächen in steilem Gefälle durchbrochen werden. Oberhalb dieser Ablagerungen sind die Talstrecken wenig geneigt und gut ausgeschürft, im Haupttal das fjordartige Talstück *„In der Kluse"*, im *Krunkelbachtal* der flache Talboden *„Am Brand"*.

G. Steinmann rechnete diese Gebilde zur dritten Phase, doch müssen wir dieselben, entsprechend obiger Bemerkung, zur **zweiten** zählen. In der Tat wären die Ablagerungen zu mächtig, vor allem aber ihre Lage nicht hoch genug (*Feldsee* über 1100 m; *Prägtal* fast 1200 m); dazu kommt die südliche Richtung des Haupttales.

Als Erzeugnisse **dritter Phase** finden sich im *Albtal* nur mehr oder weniger deutliche *Kare*, vor allem das *Scheibenlechtenmoos (Profil IX)* am Ostabhang des *Spiesshorn* (1349 m), eine lehnstuhlartige, teilweise mit Moor erfüllte Nische. Der Karboden liegt in fast 1100 m Höhe, besitzt einen Durchmesser von beinahe 200 m und ist von einem 2—3 m mächtigen Wall abgeschlossen. Die Karwände sind sehr steil, die hintere ist über 200 m hoch. Der gleichen Phase gehört das flache, sumpfige Gelände der *Hirschbäder* (1270 m) zwischen zwei Kuppen der *Bärhalde* (1308 m) an. Ebenso die nach Osten geöffnete Nische der *Kriegshalde*[1] mit sehr steiler Wand an der *Grafenmatt* (1376 m), die Sammeltrichter des *Kriegsbaches* an der Südosthalde desselben Berges, des oberen *Krunkelbaches* an den *Spiesshörnern* (1349 m) und des *Wannenbaches* an der Südosthalde des *Hochkopfes* (1308 m). Diese Gebilde sind in ihrer letzten Ausbildung die Produkte kleiner Hängegletscher.

Die **Seitentäler** des *Albtales* besaßen zur letzten Eiszeit meist selbständige Vergletscherung.

A. Rechte Seitentäler.

Im zweiten der Zwillingstäler, im *Bernauer Albtal*, haben wir die Erzeugnisse der **ersten Phase** schon festgestellt. Sie liegen beim Vereinigungspunkt mit dem *Menzenschwander Albtal*. Zur **zweiten Phase** zog sich der Eisstrom bis *Bernau-*

[1] Einige dieser Gebilde sind auch bei Steinmann vermerkt (Die Spuren der letzten Eiszeit etc. p. 221).

Hof, am Fuße des *Herzogenhorn*, zurück. Daselbst befinden sich an steiler Halde ziemlich beträchtliche Hügel und Wälle aus Blöcken, Geschiebe und Geröll verschiedenen Materials. Ein 10 m hoher Wall dürfte einst über das ganze Tal gereicht haben; jetzt ist er vom Bach teilweise weggespült, von einem Weg 2—3 m mächtig angeschnitten. Von dieser Ablagerung geht eine gut ausgebildete Terrasse aus, welche die stellenweise über 1 km breite Ebene des weit ausgedehnten Dorfes *Bernau* bildet.

Zur selben Phase reichte offenbar ein kleiner Gletscher von der Nordosthalde des *Blössling* (1309 m) im **Sägenbächletal** (rechts) noch bis *Poche* (920 m), woselbst er bei der Säge einen niedrigen Wall hinterließ, der nicht aufgeschlossen ist.

Ein anderer Eisstrom, vom *Hohen Zinken* (1240 m) und vom Südostabhang des *Blössling*, lagerte im **Sägebachtal** zur zweiten Phase seine Moränen bei der Säge südwestlich von *Innerlehen* ab in Form mehrerer, doch undeutlich aufgeschlossener Hügel (in ca. 920 m Höhe).

Ferner scheint im **Röníschbächletal** in ca. 980 m Höhe das *Tannenmoos* von einem flachen Wall abgeschlossen. Ein Aufschluß fehlt.

Das **Schwarzenbächletal** hat den *Farnberg* (1218 m) zum Sammelgebiet; es verläuft im allgemeinen ostnordöstlich, ist sehr sanft geneigt und mündet beim *Glashof* in das *Bernauer Albtal.* Der Unterlauf des Baches führte wohl einst über die Stelle des jetzigen *Kanals*, südlich des *Kuhloches;* er wurde durch die p. 426 beschriebenen Moränen des *Menzenschwander* Albgletschers verbaut und der Bach gezwungen, sich durch das lockere Material ein neues Bett zu graben[1] (Übersichtskarte). Diese Moränen sind gegenwärtig durch eine neue Straße aufgeschlossen. Im *Schwarzenbächletal* selbst ziehen sich mächtige Moränenablagerungen beiderseits des Baches von der Mündung aufwärts bis zur *Hütte* (900 m). Infolge desselben Straßenneubaues sind auch sie zurzeit in einer Länge von 2 km und einer Mächtigkeit von stellenweise über 10 m aufgeschlossen. Von der *Hütte* bis zum Bachknie sind sie links sehr beträchtlich, besteht doch der ganze Hügel

[1] Vergl. auch STEINMANN, Die Spuren der letzten Eiszeit etc. p. 213.

„*Weisser Sand*“ davon. Die Moränen sind durchweg sehr sandig, enthalten aber viele und z. T. große, geschliffene Blöcke eingeschlossen, von denen einzelne deutliche Schrammen aufweisen. — Diese Ablagerungen gehören der **ersten** und einzigen **Phase** dieses Tälchens an, dessen Gletscher demnach bis 820 m hinabdrang

Im **Steinenbächletal**, das von *Mutterslehen* in östlicher Richtung verläuft und bei *St. Blasien* mündet, finden sich Endmoränen von der *Urberger Säge* bis zum *Kalvarienberg* bei *St. Blasien,* woselbst die am weitesten vorgeschobene auf einem Riegel liegt. Der Bach wurde an den Nordfuß des *Lehenkopfes* gedrängt, wo er sich ein neues Bett eingrub. Deutliche Moränenzüge sind auf dem unbewaldeten Terrain der *Einfahrtswiese* sichtbar. Von der *Urberger Säge* aufwärts ist das Tal sehr breit und sanft geneigt. Bei der *Oberibacher Säge* sind deutliche Rundhöcker. Diese glazialen Erscheinungen wurden ebenfalls von G. Steinmann beschrieben[1].

Die bis *St. Blasien* vorgeschobenen Moränen (in 810 m Höhe) gehören der **ersten** (und einzigen) **Phase** an.

Das **Schwarzenbächletal** (bei **Lindau**) bildet in seinem oberen Teil eine flache, von sehr sanften Gehängen umgebene Mulde von etwas über 4 km Länge *(Profil VII).* Die Wasserscheiden gegen die benachbarten Täler übersteigen die 1100 m-Kurve nur in wenigen Punkten. Das Tal birgt bedeutende glaziale Gebilde in Form von prächtigen Grund-, Seiten- und Endmoränen. Unterhalb des Wirtshauses, an der Straße nach der *Kapelle* (die an der Straße *Todtmoos—Murg* steht) ist 3—5 m mächtige Grundmoräne aufgeschlossen. Meist kleineres Geschiebe ist in Sandbrei fest eingebettet, so daß eine betonartige, schieferige Masse besteht, die nur brockenweise losgeschlagen werden kann. Ähnliche Grundmoräne findet sich noch an verschiedenen Stellen talabwärts. Von der *Säge* (unterhalb *Lindau*) zieht eine sehr schöne Moräne längs der rechten Talseite in 1—12 m Mächtigkeit 2 km weit abwärts, biegt dann etwas gegen die Talmitte um und bildet einen deutlichen Seiten- und Endmoränenbogen. Derselbe wird von einem weiteren, aber kürzeren, noch fast 1 km langen und 60 m

[1] Die Spuren der Eiszeit etc. p. 214.

breiten Bogen umschlossen, der das Tal bei der *Schwarzen Säge* so vollständig absperrt, daß nur eine Lücke für den Bach übrig bleibt. Auch diese Moräne ist teilweise über 10 m hoch. Ein kleinerer, jetzt größtenteils zerstörter Wall war bis fast zum Wasserfall vorgeschoben. Durch einen Straßenneubau sind alle diese Ablagerungen vorzüglich aufgeschlossen. Das völlig ungeschichtete Material zeigt größere und kleinere, gut gerundete und geschliffene Blöcke, Geschiebe, Geröll und Sand.

Diese beträchtlichen Endmoränen in 900 m Höhe können unter Berücksichtigung des nicht sehr großen, kaum 1100 m hohen Nährgebietes, der fast südlichen Richtung des sanft geneigten und sehr breiten Tales nur zur **ersten Phase** der letzten Eiszeit gehören.

Wie aus *Profil VII* zu ersehen ist, nimmt das Tal unterhalb der *Schwarzen Säge* einen anderen Charakter an; es wird schmal und steil. Durch obengenannte neue Straße sind an verschiedenen Stellen Schotter aufgeschlossen, die von obigen Moränen abgespült wurden. An mehreren Punkten sind sodann sehr deutliche Gletscherschliffe bloßgelegt, welche beweisen, daß ein Eisstrom auch diese Partie einst passiert haben muß. Talabwärts findet sich am rechten Gehänge mehrfach Erratikum ca. 15 m über dem Bach. Das Tal wird allmählich wieder bedeutend breiter, bis es sich bei der *Burger Säge* vereinigt mit dem

Ibachtal, das im wesentlichen den gleichen Charakter hat. Der obere Teil ist noch bedeutend breiter und enthält an seinem unteren Ende ein 1000 m langes und 200—300 m breites Moos, welches von einer Ansammlung mächtiger Blöcke nach unten abgeschlossen ist. Die Blockmassen verteilen sich auf eine Strecke von mehr als 2 km, ohne daß man genau Seiten- und Endmoränen — wie im vorigen Tal — unterscheiden könnte. Die Blöcke erreichen im allgemeinen eine beträchtliche Größe; solche von 2—3 m Durchmesser sind nicht selten.

Diese bedeutenden Ablagerungen, von 830—900 m, können nach Analogie mit dem vorigen Tal nur der **ersten Phase** zugezählt werden.

Nach oben bildet die flache, fast sumpfige Wiese des

Brühl (bei *Unter-Ibach*) die Fortsetzung des Mooses. Das Tal ist sehr breit muldenförmig und enthält keinerlei glaziale Ablagerungen mehr; dagegen sind bei *Ober-Ibach* mehrere prächtige Rundhöcker.

Im *Ibach-* und *Schwarzenbächletal* zeigt sich sehr schön die Erscheinung, daß breite, flach geneigte Täler noch verbreitert, aber wenig vertieft werden. So mag das Tal von *Ibach* an der Stelle des heutigen *Mooses* wohl ausgeschürft worden sein, jedoch nicht in dem Grade, daß eine beträchtliche Eismasse sich darin halten und die Vertiefung vor der nachträglichen Aufschüttung bewahren konnte. Letztere scheint vielmehr stattgefunden zu haben, denn wie Fromherz [1] mitteilt, liegen unter dem Torf in ca. 3 m Tiefe zahllose kleine, gut gerundete Gerölle mit Sand gemengt. Ein See von bemerkenswerter Tiefe kann also nicht bestanden haben. Auch im Tal von *Lindau (Schwarzenbächle)* dürfte nach dem Rückzug des Eises eine Wasseransammlung von nur wenig über 1 km Länge, 200—300 m Breite und vielleicht kaum 10 m Tiefe existiert haben, die von dem Endmoränenwall bei der *Schwarzen Säge* abgesperrt wurde.

Ungefähr 3 km unterhalb des *Ibacher Mooses* wird das stellenweise fast schluchtförmige Tal viel weniger steil und bedeutend breiter; es wird wieder zum typischen Gletschertal und führt, nachdem es sich mit dem *Schwarzenbächletal* vereinigt hat, ca. 3 km abwärts, bis es in 650 m Höhe mit nicht sehr ausgeprägtem, doch gut erkennbarem Riegel (Talverengung) als Sägetal fortsetzt bis zur Mündung ins *Albtal*. Im Gletschertal finden sich Rundhöcker, wie der *Schlossfelsen*, sowie ein sehr charakteristischer Hügel beim *Steg*, von dem *Profil XII* am besten ein klares Bild gibt. Ferner sind mehrfach Reste von Seitenmoränen vorhanden, so bei der *Burger Säge*, rechts des Baches. Das ganze Tal ist mit Blöcken bestreut bis zum Riegel. Unterhalb des *Schlossfelsen* nimmt das Tal die gut ausgeschürften, von Norden kommenden, unverkennbaren Gletschertälchen von *Hierholz*, *Fröhnd*, *Hierbach*, *Vogelbach* und *Wolpadingen* auf, deren Boden und Gehänge mit Geschieben und Blöcken ver-

[1] Geognostische Beobachtungen etc. p. 260.

schiedenartigen Materials bedeckt sind. Sie beginnen sämtlich als flache, karähnliche Nischen. Bei *Vogelbach* ist an der Straße nach *Wittenschwand* etwas Moräne zu sehen. Daß diese Tälchen ihre Form glazialer Erosion verdanken, geht schon daraus hervor, daß dasjenige von *Wolpadingen* überhaupt keinen Bach besitzt.

Das typische Gletschertal von der Maximalausdehnung der letzten Vereisung im Ibach- und Schwarzenbächletal bis zum Beginn der Schlucht unterhalb der Säge in 650 m Höhe gehört samt den ebengenannten Seitentälchen der Mittelterrasseneiszeit an.

B. Linke Seitentäler.

Diese sind nur unbedeutend. Bei der *Glashofsäge* mündet das vom Südabhang des *Oberen Habsberges* (ca. 1270 m) kommende, steile **Geisbächletal**. Dasselbe bildet in fast 1000 m Höhe eine flache, breite, sumpfige Nische mit Blockablagerungen, die wohl der **zweiten Phase** angehören dürften. Die erste Phase ist nicht genau anzugeben, da in dem sehr steilen und schmalen Tälchen offenbar alles weggespült ist. Der dichte Waldbestand erschwert die Forschungen sehr.

An der Südosthalde des *Bötzberges* (1210 m) beginnt das südlich gerichtete Tälchen des **Windbergbächles**, das ein ausgezeichnetes Glazialrelief zeigt *(Profil X)*; drei hintereinander gereihte Becken, die durch 40—60 m hohe Stufen voneinander getrennt sind. Der Absturz ins Albtal (östlich von *St. Blasien*) beträgt 120 m. Das unterste, ca. 700 m lange Becken ist durch wenig Moräne abgeschlossen, die der **ersten Phase** angehören mag (in 860 m).

Das Aha-Mettmatal.

Da, wie schon mehrfach nachgewiesen wurde [1], der ursprüngliche Unterlauf der *Aha* im jetzigen *Mettmatal* zu suchen ist, betrachte ich das *Aha-Mettmatal* als Haupttal, *Schwarza-* und *Schlüchttal* als Seitentäler. — Das *Aha-Mettmatal* beginnt an der *Bärhalde* (1300 m), verläuft als breites Muldental südöstlich bis *Rothaus* (13 km), wo es in scharfem Knie nach

[1] Ph. Platz, Die Glazialbildungen des Schwarzwaldes. p. 851.

Süden umbiegt, allmählich schmäler und schließlich schluchtartig wird und nach einem im allgemeinen südlichen Verlauf in 330 m Höhe im *Wutachtal* mündet, kurz vor dessen Vereinigung mit dem *Rheintal*. Über das Sammelgebiet gibt die Übersichtskarte Aufschluß.

Von der *rheinischen Niederterrasse* geht eine deutliche Terrasse aus, die durch eine 10 m tiefere, fluviatile, in zwei Teile getrennt wird und bis *Bad Bruckhaus*, oberhalb *Gurtweil*, führt, wo sie in dem schmalen, schluchtförmigen Tal (ca. 18 km) verschwindet und nur in vereinzelten, unbedeutenden Resten in 10—20 m Höhe über dem Bach noch nachzuweisen ist. Bei der *Schaffhauser Säge* (860 m) nimmt das Tal einen anderen Charakter an; es wird bedeutend breiter und zeigt Rundhöcker, es wird zum Gletschertal; Talboden und -wände sind mit Blöcken mehr oder weniger dicht überschüttet, von denen einzelne über 1 m Durchmesser erreichen. Größere Ablagerungen finden sich am Ausgang der beiden kleinen Seitentälchen bei der *Schaffhauser Säge*, dann weiter aufwärts an den Talseiten, bis wir endlich zu den sehr beträchtlichen Block- und Schuttmassen gelangen, welche vom Straßenknie unterhalb der *Sägmühle* bis *Amertsfeld* reichen. Diese Ablagerungen sind größtenteils als Reste der *Niederterrasse* zu betrachten, die dann von *Amertsfeld* an in guter Ausbildung in dem daselbst viel weniger steilen Tal — dem alten Auslauf des *Schluchsees* — bis *Seebrugg* führt, wo sie an zwei Endmoränen anknüpft, welche Ph. Platz[1] beschrieben hat. Die beiden Endmoränen schließen den zweitgrößten See des *Schwarzwaldes*, den dunklen *Schluchsee*, ab. Sein Abfluß wurde dadurch zum Übertritt ins *Schwarzatal* veranlaßt (Übersichtskarte). Der *Schluchsee* reichte einst bis *Ober-Aha*, hatte also eine Länge von ca. 6 km; die Breite schwankte zwischen 200 und 1200 m. Die heutige Länge beträgt nicht ganz 3½ km, die Tiefe ca. 30 m. Sein Bett ist als Zungenbecken des Ahagletschers während seiner **größten Ausdehnung** zur letzten Eiszeit zu betrachten. G. Steinmann[2] hat die Abschlußmoränen des Sees anfänglich als zweite Phase gedeutet. Doch drückte er später seine Zweifel durch Eort-

[1] Die Glazialbildungen des Schwarzwaldes.

[2] Die Spuren der letzten Eiszeit etc.

lassen der Phasenbezeichnung auf der Kartenskizze[1] aus. In der Tat ist das Sammelgebiet für zweite Phase zu niedrig und zu klein. Ferner würde es in diesem Fall an einer Endmoräne erster Phase fehlen, die doch sonst fast überall vorhanden ist und sich auch in diesem breiten Tal hätte erhalten müssen. Statt dessen läßt sich die *Niederterrasse* bis an den *Schluchsee* verfolgen. Einzelne der großen Blöcke bei *Rothaus* mögen indes für Reste von Moränen gehalten werden, doch dürften diese der *vorletzten Eiszeit* angehören, während welcher der Ahagletscher unzweifelhaft bis zur *Schaffhauser Säge* reichte, wo das Glazialtal in ein Sägetal übergeht[2].

Die Ablagerungen der **zweiten Phase** finden sich oberhalb *Ober-Aha* in Form eines flachen, quer über das Tal reichenden, 1—2 m hohen Walles, der keinen Aufschluß besitzt. Die Straße benützt diesen Wall um das Tal zu überschreiten. Von der Moräne führt eine breite Terrasse bis gegen den *Schluchsee.* Gebilde dritter Phase sind im *Aha-Mettma-Gebiet* nicht vorhanden.

Seitentäler.

Der Einfachheit halber wollen wir erst die oberen besprechen.

Das **Tal von Aeule** (rechts) ist ein typisches Hängetal. Der steile Anstieg *(Profil XI)* enthält von 940—1000 m Anhäufungen von Blöcken, die an einem Endmoränenrest endigen. Dahinter öffnet sich die flache, wohl mit Schutt ausgefüllte Wanne von *Aeule.* G. Steinmann[3] rechnete die Ablagerungen am Ausgang des Tales, entsprechend seiner Auffassung, zur dritten Phase; doch ist weder die Lage der Moräne, noch das Sammelgebiet (*Schnepfhalde* 1282 m) hoch genug; sie müssen deshalb der **zweiten Phase** zugezählt werden.

Im **Kähnerbächletal** (links) vereinigte sich wohl ein

---

[1] Bildungen der letzten Eiszeit im Bereiche der alten Wutachgletscher. 1902.

[2] Partsch nimmt das Gletscherende der letzten Eiszeit bei der *Schaffhauser Säge* an (Die Eiszeit in den Gebirgen Europas etc.); siehe auch Einleitung p. 400.

[3] Die Spuren der letzten Eiszeit etc. p. 216.

Lappen des *Haslachtal*-Gletschers mit den Eismassen des eigenen, durchschnittlich kaum 1050 m hohen Sammelgebietes und drang bis zum Aha-Gletscher vor (zwischen *Ober*- und *Unter-Aha*), wo seine Endmoräne sich staute und jetzt in der Form von undeutlichen Hügeln mit vereinzelten großen Blöcken zu sehen ist. Ein Aufschluß ist nicht vorhanden. Die Terrasse — *Niederterrasse* — wurde vom Aha-Gletscher fortgenommen. Die hohe Lage dieser der **ersten Phase** angehörenden Ablagerung (930 m) erklärt sich aus dem geringen und niedrigen Sammelgebiet, ferner aus der südlichen Talrichtung, vor allem aber aus dem Umstand, daß der Aha-Gletscher die Eismassen am Weiterfließen hinderte.

Talaufwärts beginnt bald eine Terrasse, welche bis zum *Windgfällweiher* führt. Die abschließenden Endmoränen daselbst sind unbedeutend und nicht aufgeschlossen. Sie gehören der **zweiten Phase** (in 965 m) der aus dem *Haslachtal* stammenden Gletscherzunge an. Das eigene Sammelgebiet war nicht hoch genug, um noch Eis zu liefern. Oberhalb des Weihers, sowie an der Straße *Altglashütten—Aha*, ist typische Grundmoräne zu sehen.

Die Täler nördlich des *Schluchsees* (**Dressel**- und **Fischbachtal**) weisen ausgezeichnete Spuren einstiger Vergletscherung auf; prächtige Rundhöckerlandschaft, kleine Becken, Moränen, massenhafte Blockansammlungen. Die Endmoränen unterhalb Dresselbach und vor dem Ausgang des Fischbachtales gehören der **ersten Phase** an.

Das bei der *Witznauer Mühle* (rechts) einmündende **Schwarzatal** nimmt seinen Ursprung am *Schluchsee* (siehe oben) in wenig über 900 m und hat im allgemeinen einen süd-südöstlichen, windungsreichen Lauf. In dem teilweise ziemlich breiten Tal finden sich, nebst einzelnen, kaum erwähnenswerten Spuren, an mehreren Stellen nicht unbeträchtliche Reste einer diluvialen Terrasse. Unterhalb der *Schwarzabruck* liegen in dem kesselförmig verbreiterten Tal gewaltige Blockmassen, die teils als Terrassenrest, teils als Endmoräne der Eismassen vom *Guckauchenbühl* und *Schmalzberg* zu betrachten sind. Teilweise mögen sie auch zur *Mittelterrassenzeit* von der Albgletscherzunge, welche das Hochtal von *Häusern* überschritt, hergebracht worden sein (p. 425).

Bei der *Lochmühle* wird das Tal bedeutend breiter und enthält von hier bis zum *Schluchsee* beträchtliche Blockanhäufungen. Solche finden sich hauptsächlich rechts des Baches, zu beiden Seiten der Straße. Die meisten liegen am Ausgang der Täler von der *Eisenbreche* und von *Blasiwald* und sind als Endmoränen von Gletschern der letzten Eiszeit anzusehen. Die Talverengung bei der *Lochmühle* (Riegel) entspricht derjenigen bei der *Schaffhauser Säge* im *Mettmatal* und bezeichnet das Ende einer Gletscherzunge, welche sich zur *vorletzten Eiszeit* bei *Seebrugg* vom Gletscher des *Aha-Mettmatales* ablöste, die wohl nicht sehr hohe Wasserscheide erniedrigte und vereint mit den Eismassen aus dem *Blasiwäldertal* bis zur Gegend der *Lochmühle* vordrang.

Im letzten Seitental, im **Schlüchttal** (links), tritt die Muldenform des Oberlaufes in außerordentlich schroffen Gegensatz zur Schlucht des Unterlaufes von *Riedersteg* (unterhalb *Ühlingen*) bis zur Mündung. Von *Ühlingen* zieht sich eine Terrasse bis *Grafenhausen*, wo sie allmählich aufhört (in ca. 860 m Höhe). Der Talboden wird dann flachsumpfig und enthält einen kleinen See *(Farbweiher* oder *Schlüchtsee)*, dessen Bett wohl durch glaziale Ausschürfung vorgebildet wurde, dessen Abschluß jedoch künstlich ist. Das Sammelgebiet liegt kaum innerhalb der Schneegrenze der letzten Eiszeit; ein Gletscher entstand also damals nicht.

Das Aufhören der Terrasse wage ich nicht als Maximalausdehnung eines Eisstromes der vorletzten Eiszeit zu bezeichnen. Dagegen dürfte der Riegel bei *Riedersteg* in 600 m Höhe als Ende eines Gletschers zur *Hochterrassenzeit* anzusehen sein.

Wir kommen nun zum letzten Tal unseres Gebietes, zum

Steinatal.

Dieses Tal beginnt 2½ km nordöstlich vom *Schluchsee* an einem Sattel von nur 1050 m Höhe — das Nährgebiet erreichte die 1100 m Kurve nicht —, verläuft ca. 10 km ostsüdöstlich, wendet sich dann in großem Bogen südlich bis südwestlich und endigt nach fast 30 km im *Wutachtale* bei *Thiengen.*

Die von der *Rheintal-Niederterrasse* ausgehende Terrasse führt in dem 5 km langen und über 200 m breiten unteren

Teil bis oberhalb *Detzeln*, wo sie in dem Sägetal verschwindet. Nach einigen Kilometern erscheint mit dem breiteren Tal — Gletschertal — auch die Terrasse wieder und zieht in schöner Ausbildung bis *Sommerau* (ca. 12 km), wo sie in 870 m Höhe an einer guterhaltenen, quer übers Tal liegenden Endmoräne anknüpft. Der bogenförmige Wall, der nach außen sehr steil abfällt, ist 5—7 m hoch und schließt das ca. 150 m breite Tal vollständig ab. Links haben sich Bach und Straße durchgebrochen. Ein Anschnitt an der Straße zeigt Geschiebe in Schutt verpackt, sowie einzelne kleinere Blöcke.

Diese Endmoräne ist der **ersten Phase** eines Gletschers der letzten Eiszeit zuzuzählen. Wenig unterhalb ist links von der Straße ein Rundhöcker angeschnitten, ein Beweis mehr dafür, daß zu einer früheren Zeit ein Eisstrom noch weiter reichte. Für die Ausdehnung eines Gletschers zur vorletzten Eiszeit sind jedoch keine Anhaltspunkte vorhanden. Der obengenannte Riegel (Talverengung) ca. 15 km unterhalb des Gletscherendes der letzten Eiszeit ist zu weit vorgeschoben. Er muß vielmehr als das Gegenstück des Riegels bei *Riedersteg* im *Schlüchttal* und desjenigen bei *Hottingen* im oberen *Murgtal* betrachtet und somit der *Hochterrassenzeit* zugezählt werden.

Talaufwärts finden sich wenige glaziale Spuren. Bei der *Hütte* (930 m) ist ein flaches, längliches Becken von einem kaum 2 m hohen Riegel abgeschlossen. In ca. 990 m Höhe ist an der Straße ein größerer Seitenmoränenrest aufgeschlossen. Das Tal ist gut fjordartig und enthält viele Blöcke verschiedenen Materials.

Das rechte **Seitental von Balzhausen** zeigt den typischen Charakter glazialer Erosion. Es beginnt mehr oder weniger als Sammeltrichter und weist viele, dem Tal parallel verlaufende Rundhöcker auf. Talboden und Gehänge sind mit Blöcken bestreut. Das Eis vereinigte sich während der größten Ausdehnung mit demjenigen des Haupttales. Eine weitere Phase bestand nicht.

Ergebnisse.

Wir haben nun unsere Wanderung durch die vielen, mannigfaltig und doch einheitlich gestalteten Täler und Tälchen

vollendet. Wir haben gesehen, daß die Gebilde der uns zunächst liegenden Eiszeit im allgemeinen da, wo die Möglichkeit, sich herauszubilden und zu erhalten, bestand, ohne Schwierigkeit zu erkennen waren. Wir konnten feststellen, daß die Gletscher in unserem Gebiet sich ebenfalls nicht kontinuierlich, sondern, je nach der Höhe des Nährgebietes, in zwei oder drei Sprüngen — Phasen — zurückzogen. Endmoränen oder deren Überreste fehlen fast nirgends. Als ein wichtiges Hilfsmittel, das Ende eines Eisstromes festzustellen, da wo die Endmoräne fehlt, haben wir die von G. STEINMANN[1] angegebenen riegelartigen Abschlüsse von Trogtälern bestätigt gefunden. Freilich fallen diese in unserem Gebiet meist nicht mit der letzten Eiszeit zusammen, sondern mit einer älteren und größeren, der Mittelterrassenzeit, die sich fast allgemein nachweisen ließ und deren Maximalausdehnung wir in sieben Tälern feststellen konnten. Moränen fehlen zwar im allgemeinen, doch ist die Grundmoräne des damaligen Albtalgletschers sehr charakteristisch.

Aber auch die noch tiefer liegenden und noch weiter vorgeschobenen Felsriegel der sanft nach Süden bezw. Südosten abfallenden Täler (*Obere Murg-*, *Schlücht-* und *Steinatal*[2]) sind nicht zufällig. Wir haben sie der Hochterrassenzeit (der großen Eiszeit) zugezählt, während welcher die Gletscher der Alpen bis an den Fuß des *Schwarzwaldes* reichten. Es war ja von vornherein wahrscheinlich, daß die Spuren der größeren Vergletscherungen nur in den weniger hohen Teilen des *Schwarzwaldes* vorhanden sein konnten, und zwar nur in den sanft geneigten Tälern des Südens und Südostens. In den westlichen müssen die Gletscherenden bezw. deren Moränen infolge des Steilabfalls des Gebirges zur *Rheinebene* in den Schottern derselben oder der *Schwarzwaldtäler* begraben liegen. Nur spurenweise sind sie am Fuße des *Schwarzwaldes* nachgewiesen worden (siehe Einleitung).

Zur übersichtlichen Darstellung der Ergebnisse über die letzte Eiszeit, sowie des Verhältnisses der drei Eiszeiten, mögen die entsprechenden beiden Tabellen dienen.

---

[1] Siehe Einleitung.

[2] Der Felsriegel dieses Tales liegt nicht mehr auf der Übersichtskarte.

Zusammenstellung der drei Rückzugsphasen der letzten Eiszeit.

Tal	I. Phase			II. Phase			III. Phase		
	Lage	Höhe m		Lage	Höhe m		Lage	Höhe m	
Gutach [1]	Neustadt	850	Endmoräne + Nieder-Terr.	Titisee	860	See + Endm. + Terr.	Feldsee	1000 —1100	Kar + Endmoräne
Haslach [1] . . .	Schleifmühle	820	Endmoräne + Nieder-Terr.	Mühlingen	870	Endm. + Terr.		1050 —1100	
				Ursee	850	„			
Steina	Sommerau	870	Endmoräne + Nieder-Terr.						
Aha-Mettma . .	Seebrugg	900	See + Endmor. + Nieder-Terr.	Ober-Aha	970	Endmoräne			
				Aeule	940 —1000	„			
Kähnerbächle .	Aha	930			955				
Menzenschw. } Alb	Glashof	820	Riegel + Endm. + Nieder-Terr.	Ob.-Menzenschw.	960	Endm. + Terr.	Scheibenlechtenmoos	1100	Kar
Bernauer } Alb				Krunkelbach	955	„			
				Bernau-Hof	950	„			
Schwarzenbächle	Glashof	820	Moräne						
Steinenbächle .	St. Blasien	810	„						
Ibach		830	„						
Lindau	Schwarze Säge	870	„						
Geisbächle . . .	Glashofsäge	?			ca. 1100				
Windberghofbach	St. Blasien	860	Moränenrest						
Wehra	Hinter-Todtmoos	840	Riegel + Mor. + Nieder-Terr.						
	T.-Schwarzenbach	800	Moräne						
	Todtmoos-Weg	ca. 850	?						
	Fetzenbach	ca. 800	Beginn der Terr.						

Wiesen	Schlechtnau	600	Riegel + Mor. + Nieder-Terr.	Fahl	900	Endm. + Terr.	Hebelweg	1100 —1200	Moränen
Rotwiesen . . .				Ob.-Brandenberg	870	Mor. + Terr.		1100	Moräne
Stübenbach . .					950	?		1100	Moränenrest
Langenbach . .				Muggenbrunn	1000	Endmoräne			
Holzschlagbach .				„	980	„			
Wiedenbach . .	Utzenfeld	600	Riegel + Mor. + Nieder-Terr.	Wieden	840	Moräne?			
					970	„			
					960	Blöcke			
Aiterbach . . .	Aitern	600	Riegel + Mor. + Nieder-Terr.	Untermulden	990	Endmoränen	Fuß d. Belchen	1080	Kl. Becken + Moräne
Haltmattbach .	Schönenberg	650	Moräne						
Böllenbach . . .	Wembach	540	Riegel + Mor. + Nieder-Terr.	Ob.-Böllen	750	Moränenrest?			
					ca. 800	„ ?			
Prägbach . . .	Präg	710	Endmoräne + Nieder-Terr.	oberhalb Präg	890	Endmoräne	Wasserfall	1050	Endmoräne
Gisibodenbach. .		660	Endmoräne + Nieder-Terr.						
Grabenbach . .	Bischmatt	610	Endmoräne						
Schliffbach . .	„	560	Riegel						
Künbach . . .	Stadel	660	Riegel						
Angenbach . . .	unterhalb Happach	710	Riegel						
Durchschnittshöhe		720	Höhenunterschied zwischen I und II = 200 m		920	Höhenunterschied zwischen II und III = 180 m		1100	

[1] Die Phasen dieser beiden Täler wurden von G. Steinmann (Die Bildungen der letzten Eiszeit etc.) festgestellt.

Zusammenstellung der drei Eiszeiten im südlichen Schwarzwald.

Tal	Niederterrassenzeit		Mittelterrassenzeit			Hochterrassenzeit		
	Höhe m	Horizontaler Abstand km	Lage	Höhe m		Lage	Höhe m	
Gutach	850							
Steina	870						ca. 600	Riegel
Schlücht						Riedersteg	600	Riegel
Aha-Mettma	900	5	Schaffh. Säge	860	Riegel			
Schwarza	900	ca. 2	Lochmühle	860	Riegel			
Alb	820	15	Niedermühle	600	Riegel + Moräne			
Lindau-Ibach	870 / 830	5		650	Riegel			
Obere Murg						Hottingen	660	Riegel
Wehra	840	7	Todtmoos-Au	680	Riegel	Im Rheintal	ca. 300	Moräne [1]
Wiesen	600	$6\frac{1}{2}$	Wembach	500	Riegel	?		
Prägbach	710	2	unterhalb Präg	640	Riegel			
Gisibodenbach	660	ca. 2	Im Wiesental					
Durchschnittl. Höhe [2]	800	Durchschnittliche Höhe		680	Durchschnittliche Höhe		500—600	

[1] Vergl. Einleitung p. 400. — [2] Nur aus den hier aufgeführten Tälern gewonnen.

Es bleibt uns nun noch die Bestimmung der **eiszeitlichen Schnee- oder Firngrenze** übrig, die mit Hilfe der beiden in den *Alpen* für kleinere Talgletscher verwendeten Methoden[1] ausgeführt wurde. Die **Tabelle** p. 442 gibt eine Übersicht über sämtliche Resultate.

I. Es verhält sich der oberhalb der Schneegrenze gelegene Teil der Gletscheroberfläche zu dem unterhalb derselben gelegenen meist wie 3 : 1 bis 2 : 1. Bei steilen Tälern werden wir mehr das Verhältnis 2 : 1, bei sanft geneigten mehr das Verhältnis 3 : 1 zu berücksichtigen haben. Nach dieser Methode können wir nur da sichere Resultate erwarten, wo das Gefälle der Talsohlen ungefähr gleichmäßig ist. — Überhaupt machen die nachfolgenden Bestimmungen keineswegs Anspruch auf absolute Richtigkeit, da die Messungen und Berechnungen nicht genau sind. — Bei sehr sanft geneigten Talböden wird man schon deshalb vorsichtig sein müssen, weil sich aus dem Verhältnis 2 : 1 fast genau dieselben Resultate ergeben wie aus Verhältnis 3 : 1, da einem Vorwärtsschreiten um 1 km ein Aufwärtssteigen von nur wenigen Metern entspricht. Dies ist der Fall im *Lindau-*, *Ibach-* und *Ahatal*, sowie in den beiden *Albtälern*. Die im *Wiesental*, *Schliffbach-* und *Böllenbachtal* gefundenen Daten sind zu niedrig; im *Wiesental* darf Methode Ia nicht allein angewendet werden, da der Talboden nur im oberen Teil steil ist. Berücksichtigt man übrigens, daß der Gletscher daselbst kurz vor seinem Ende noch eine Verstärkung (aus dem *Langenbachtal*) erhielt, so dürfen einerseits die Daten der Methode I etwas erhöht, diejenigen der Methode II (siehe unten) etwas erniedrigt werden. Am besten geeignet für Methode I sind wohl das *Präg-* und *Steinatal*, da die Talböden ein gleichmäßiges, ziemlich sanftes Gefälle besitzen. Im *Grabenbach-* und *Wehratal* samt Seitentälern läßt sich diese Methode überhaupt nicht anwenden. Die hohe Zahl im *Aiterbachtal* (950 m) rührt daher, daß der Talboden von 750 m bis 1000 m sehr rasch steigt, also ein abnormes Gefälle hat; bei gleichmäßigem Ansteigen würden sicherlich nur 900 m (in der Tabelle in Klammern) resultieren.

[1] Penck und Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. Lfg. 5. u. 6. p. 544 ff.

II. Die mittlere Höhe der Gletscheroberfläche ist gleich der Höhe der Schneegrenze im Bereich des betreffenden Gletschers.

Die mittlere Höhe der Gletscheroberfläche läßt sich nur schätzen. In jedem Fall gibt die mittlere Höhe des Bodens, auf dem der Gletscher lag, einen Grenzwert, der sicher unter der mittleren Höhe der Gletscheroberfläche liegt. Um die mittlere Höhe der Gletscheroberfläche zu erhalten, ist zur mittleren Höhe des Untergrundes noch die mittlere Mächtigkeit der Eisbedeckung hinzuzuzählen. Letztere kann nur ungefähr bestimmt werden. Nach dieser Methode ergeben sich zu hohe Werte[1]; die berechneten Daten sind deshalb in der Tabelle fast sämtlich erniedrigt (in Klammern unter den berechneten Zahlen).

Wie die Tabelle zeigt, erhalten wir in einigen Tälern der Ost- bezw. Südosthalden (*Wiedenbach-*, *Aiterbach-*, *Böllenbach-*, *Ibach-*, *Lindau-*, *Schwarzen-* und *Steinenbächletal*, sowie im *Wehratal* samt Seitentälern) ganz annehmbare Daten. Ebenso in den westlich gerichteten Tälern des *Schliff-* und *Grabenbaches*. Entschieden zu hoch sind aber wohl die Ergebnisse im *Wiesen-*, *Präg-*, *Menzenschwander* und *Bernauer Albtal*, im *Aha-* und *Steinatal*. In den *Albtälern* und im *Ahatal* erklären sich die hohen Zahlen zweifellos aus der sehr sanften Neigung und der relativ großen Breite der Talböden. Bei größerem Gefälle und geringerer Breite wären die Eismassen viel tiefer hinabgedrungen, und statt 880 m (*Ahatal*) und 800 m (*Albtäler*; siehe die Tabelle der Rückzugsphasen) dürfen wir sicherlich in der Berechnung 780 m bezw. 700 m Höhe für die Gletscherenden annehmen, woraus sich die in Klammern gesetzten Daten ergeben; letztere sind also, entsprechend obiger Bemerkung über den Wert der Methode II, durch zweimalige Reduktion entstanden.

Als Beispiel für Methode II möge die Berechnung im *Prägtale* dienen.

Obere Höhe des Gletscheruntergrundes .	1250 m	
Untere „ „ „	710 „	
Mittlere „ „ „	1960 m : 2 =	980 m
„ Mächtigkeit der Eisbedeckung	+ ca.	40 „
„ Höhe der Gletscheroberfläche = Höhe der Schneegrenze		1020 m.

[1] H. Hess, Die Gletscher. p. 69 u. 70.

Bestimmung der Schneegrenze in den verschiedenen Tälern.

Tal	Methode I		Methode II
	a) Verhältn. 2:1 (steil)	b) Verhältn. 3:1 (sanft geneigt)	
Wiese	800 (840)	720 } 760 (760) } (800)	980 } II + I { 870 (940) }
Präg	980?	900 } 940	1020 } II + Ib { 960 (960) } { (930)
Grabenbach . .			860
Schliffbach . .	670?	630?	860
			Durchschnittshöhe 880 m
Böllenbach . .	660?		910 (900)
Aiterbach . . .		950 (900)	930 (920) II + Ib (910)
Wiedenbach . .	940	800 } 870	930 (910) II + I (890)
Wehra			960 (930)
Schwarzenbach .			920 (910)
Fetzenbach . .			910 (900)
Lindau . . .		ca. 900	930 (910)
Ibach		ca. 900	930 (910)
Menzenschw. Alb		880	1060 (980) II + Ib (930)
Bernauer Alb .			1040 (960)
Schwarzenbächle			930
Steinenbächle .			900
Aha-Mettma . .			1040 (960)
Steina		900	980 (940) II + Ib (920)
			Durchschn.-Höhe ca. 900 m

Wo es mir tunlich schien, habe ich die Resultate der beiden Methoden kombiniert, wie aus der Tabelle zu ersehen ist. Durch Zusammenstellung der ungefähr übereinstimmenden (der fettgedruckten) Daten ergäbe sich für die Täler der Westhalden eine mittlere Höhe der Schneegrenze von 880 m, für diejenigen der Osthalden von ca. 900 m. Doch bleibt es dem Leser überlassen, welche Werte er für richtiger hält.

Für **Phase II** ergibt sich

als Höhe der Schneegrenze 1050—1100 m.

Für **Phase III** ergibt sich

als Höhe der Schneegrenze 1250—1300 m.

Zur **Mittelterrassenzeit** dürfte die Schneegrenze ca. 100 m tiefer gelegen haben als zur größten Ausdehnung der Gletscher während der letzten Eiszeit, mithin nicht über 800 m hoch.

Ueber Eisenkiesel von Warstein i. W.

Von

R. Brauns in Kiel.

Mit Taf. XXIV—XXX.

Von Herrn B. Wiemeyer in Warstein erhielt ich vor einiger Zeit Proben von Eisenkiesel, die durch ihre Beschaffenheit meine Aufmerksamkeit auf sich lenkten und mich zu einer genaueren Untersuchung veranlaßten. Neben dem gelben Eisenkiesel von dem bekannten Aussehen enthielten die Proben Stücke, in denen die gelben Kristalle in einer ebenso gelben, anscheinend dichten Grundmasse eingewachsen waren, andere, in denen sie von gelben radialfaserigen Aggregaten umgeben, und wieder andere, in denen gelbe Kernkristalle zunächst von einer weißen Schicht überzogen waren, die ihrerseits von dem gelben radialfaserigen Aggregat umschlossen wurde. Die so eingebetteten gelben Kristalle sind nur klein, bis 5 mm lang und 1 mm dick, im ganzen kleiner als die meisten Eisenkieselkristalle von diesem Fundort oder von Sundwig bei Iserlohn. Die weiße Schale hat nächst dem Kristall genau dessen Umriß, weiter nach außen werden die Ecken gerundet und daher erscheint sie in Querschnitten durch die Mitte des Kristalls scharf sechsseitig, durch die Spitze oder oberhalb derselben aber kreisrund und an diesen Stellen ist der Eisenkiesel seinem Aussehen nach manchem Kieseloolith[1]

[1] Über Kieseloolith vergl. Kotora Jimbō, The siliceous oolite of Tateyama, Etchū Province. Beitr. z. Min. Japans. 1. 11. 1905. Ferner F. Zirkel, Petrographie. 3. 535. 1894 und W. Bergt, Über einen Kieseloolith aus Pennsylvanien. Isis in Dresden. 1892. Abh. 15.

vergleichbar. An diesen Stücken tritt außerdem noch feinkristallinischer Eisenglanz auf, der auf vielen Adern das Gestein durchzieht, so daß fast jeder Eisenkieselkristall mit seinen Umhüllungen von schwarzem Eisenglanz umschlungen ist. Hierzu tritt an manchen dieser Stücke wasserklarer Quarz in kleinen Kriställchen, bisweilen einen Kristall von gelbem Eisenkiesel umhüllend. Der Verband zwischen der gelben und weißen Masse ist ursprünglich sehr fest, und auch auf den Bruchflächen tritt keine Trennung zwischen Kern und Hülle ein. Bisweilen aber, offenbar durch Verwitterung, ist der Verband gelockert und die Kernkristalle fallen heraus, einen weißen Abdruck ihrer Form hinterlassend. Breitere graue Flecken und Bänder, die einige Stücke durchziehen, konnten als Chalcedon bestimmt werden. Einen genauen Einblick in den Aufbau dieser Aggregate gewährt die mikroskopische Untersuchung der Dünnschliffe von Quer- und Längsschnitten, wie sie die beliebig herausgeschnittenen Präparate in großer Zahl bieten.

Querschnitte. Der Kernkristall ist oft ziemlich gleichmäßig und so stark mit Eisenhydroxyd durchstäubt, daß er im auffallenden Licht gleichmäßig gelb, im durchfallenden Licht braungelb gekörnelt erscheint mit helleren und dunkleren Schatten. Im photographischen Bild (Taf. XXIV Fig. 1) werden diese gelben Teile schwarz. Bisweilen tritt das Pigment mehr zurück, so daß die farblose Quarzsubstanz zum Vorschein kommt (Taf. XXVI Fig. 1). Hier sieht man deutlich, daß das Pigment als solches körperlich vorhanden ist und hauptsächlich aus feinen gelben Flocken und Körnchen besteht mit nur ganz vereinzelten Körnchen aus rotem Eisenoxyd. Wo die Quarzsubstanz sichtbar ist, polarisiert sie einheitlich, namentlich kann man feststellen, daß die kleinste Elastizitätsachse in die Richtung der Hauptachse fällt, Querschnitte im konvergenten polarisierten Licht das Interferenzbild eines Quarzdünnschliffes geben und der optische Charakter positiv ist. Die Schalen zeigen diese Eigenschaften nicht mehr, ihr Bau enthüllt sich uns erst bei stärkerer Vergrößerung und weiter im polarisierten Licht.

Die Abbildung auf Taf. XXV stellt den rechts liegenden Querschnitt der Fig. 1 auf Taf. XXIV bei 90facher Vergröße-

rung vor; in der Mitte der gelbe Kernkristall, dessen Umrandung nicht mehr überall vollkommen scharf ist, darauf folgt eine im Mikroskop ungleichmäßig hellgelb pigmentierte, fein schalenförmig gebaute Zone, in der die Schalen durch schwächere und stärkere, immer aber nur schwache Pigmentierung sich abheben; an einzelnen Stellen liegen Durchschnitte durch Eisenglanz. Den Rand bildet eine breitere, stark pigmentierte Zone, die von schmalen, helleren, weniger pigmentierten Bändern umschlossen wird; hierin liegen größere Durchschnitte von Eisenglanz. Diese Bänder umschließen, wie Fig. 1 der Taf. XXIV zeigt, bisweilen zwei und mehr Kristalle, und das Ganze wird von einer feinkörnigen und stark pigmentierten Masse umgeben.

Im polarisierten Licht erweist sich nur der Kernkristall, soweit er überhaupt durchsichtig ist, als aus einheitlich polarisierender Quarzsubstanz bestehend, die Substanz der Schalen ist faserig mit radial gerichteter Faserrichtung; die kleinste optische Elastizitätsachse liegt senkrecht dazu, die größte fällt in die Faserrichtung, der optische Charakter ist negativ, die Schalen bestehen demnach aus Chalcedonsubstanz. Sie ist in diesem Präparat äußerst feinfaserig, fast dicht in den Zonen zwischen dem Kern und dem dunklen Außenring, deutlich faserig und divergentstrahlig außerhalb dieses Ringes und so orientiert, daß die Fasern zu den Seiten des Ringes senkrecht stehen.

Noch besser erkennen wir dies an dem auf Taf. XXVI abgebildeten Präparat. Fig. 1 zeigt den Querschnitt durch einen Eisenkiesel, der weniger Pigment enthält als der eben betrachtete und darum die frische Quarzsubstanz deutlich hervortreten läßt; an einer Stelle (rechts im Bild) ist ein kleiner Kristall angewachsen. Den Kern umgibt eine auch im Präparat farblose nicht gebänderte Zone, die von einer sehr zarten, den Kristallkanten parallelen, gelben Pigmentlinie umsäumt ist. In der farblosen Zone liegen rote Flocken von Eisenglanz, während der Kern gelbes Eisenhydroxyd enthält. Der Kontrast in der Färbung dieser Pigmente tritt besonders stark hervor, wenn man das von unten kommende Licht abblendet. Denselben Durchschnitt wie Fig. 1, bei etwas schwächerer Vergrößerung, zeigt Fig. 2 auf Taf. XXVI im polarisierten Licht.

Infolge der schwachen Doppelbrechung und feinfaserigen, zugleich divergent-strahligen Struktur wirkt die Substanz nur sehr wenig auf das polarisierte Licht. Um die Kontraste zu erhöhen, ist zur photographischen Aufnahme ein Gipsblättchen vom Rot I. Ordnung eingeschaltet worden, zugleich wurde eine Gelbscheibe benutzt; die im Mikroskop gelben Sektoren sind im Bild dunkler als die blauen, die kleinste Elastizitätsachse geht von unten links nach oben rechts; auch hier fällt also, wie bei Chalcedon, die größte optische Elastizitätsachse in die Faserrichtung. Wir sehen, daß die Faserbüschel senkrecht von den Kanten des Kernkristalls ausstrahlen, und daß die äußere Pigmentzone für die Chalcedonbüschel keine Grenze bedeutet; sie war ursprünglich die Grenze des Quarzkristalls und ist dies jetzt nicht mehr, nachdem ein Teil der Quarzsubstanz in Chalcedon übergegangen ist. Wir werden dies sogleich weiter verfolgen.

L ä n g s s c h n i t t e. Noch lehrreicher als die Querschnitte sind die Längsschnitte, weil sie zeigen, in welcher Weise die Quarz- bezw. die Eisenkieselkristalle von Chalcedon umwachsen und in diesen übergegangen sind, und weil sie deutlicher noch als die Querschnitte auf eine Art Auflösung der Quarzsubstanz hinweisen.

In dem auf Taf. XXIV Fig. 2 abgebildeten Längsschnitt erscheint der K e r n wie abgebrochen; trotz der starken Pigmentierung ist er soweit durchsichtig, daß die Quarzsubstanz deutlich erkannt und ihr normales optisches Verhalten festgestellt werden kann. Den Kern umhüllen auch hier viele, teils stark, teils schwach pigmentierte Schalen; die ersteren erscheinen im Bild schwarz, die anderen farblos und grau, sind aber in Wirklichkeit hellgelb. Eine schmale, helle, dem Kern zunächst anliegende Zone besteht aus körneliger Substanz, die sich noch wie der Quarz des Kernes verhält und z. B. nach Einschaltung des Gipsblättchens blau wie der Quarz wird, wenn die kleinste Elastizitätsachse im Gipsblättchen mit dessen Hauptachse parallel geht. In der darauffolgenden Zone ist die Substanz faserig, noch mit Körnchen untermischt nach dem Inneren zu, frei davon nach außen. Die Faserbüschel sind im allgemeinen senkrecht zur Umrandung, also senkrecht zu den Prismenflächen, aber auch senkrecht zu den

Rhomboederflächen, so daß von einer kristallographisch gesetzmäßigen Verwachsung kaum die Rede sein kann, insofern als jede Kristallfläche orientierend gewirkt hat und die Chalcedonfasern zu jeder vorhanden gewesenen Kristallfläche senkrecht gerichtet sind. Die Fasersubstanz füllt auch die breite, noch deutlich zonar gebaute Hülle aus, die dunkle Substanz außerhalb der Hülle ist ein Pflaster von stark pigmentierten Quarzkörnern. Das verwaschene Band, das diagonal über die untere Hälfte des Bildes hinzieht, deutet stärkere Pigmentierung an. Sehr bemerkenswert ist, daß die äußeren Zonen am unteren Ende des Kristalls anders verlaufen als die Kanten des Kernkristalls; dieser erscheint gerade abgebrochen, in jenen aber erkennen wir den Verlauf der ursprünglichen Begrenzung.

Ausgeprägter, wenn auch in Einzelheiten abweichend, ist das, worauf es hier ankommt, in der Abbildung auf Taf. XXVII zu sehen, die aus einem anderen Präparat bei 60facher Vergrößerung aufgenommen ist. Auch hier wieder der dunkle, stark pigmentierte, an dem einen Ende scheinbar abgebrochene Kernkristall, umzogen von einer schmalen Linie schwarzer, feiner Pigmentkörner, die sich im Präparat deutlich, in der Photographie kaum merkbar abhebt, weiter eine auch im Präparat farblose, danach eine gelb pigmentierte Zone, beide schmal, darauf wieder eine breite farblose, nur im oberen Teil graue, weniger durchsichtige und oben schwach gebänderte Zone, darauf ein elliptischer, gelb pigmentierter Ring und eine farblose Hülle, die mit der des benachbarten kreisrunden Durchschnitts verfließt. In den farblosen Zonen liegen rote Flocken von Eisenoxyd, das Pigment in den anderen ist gelbes Eisenhydroxyd. Die Untersuchung im polarisierten Licht ergibt, daß der Kern einheitlich polarisierende Quarzsubstanz ist. In der Diagonalstellung des Kristalls, wenn seine Hauptachse der kleinsten Elastizitätsachse im Gipsblättchen parallel geht, erscheint der Kern im Blau der II. Ordnung, ebenso aber auch die erste schmale farblose Zone, die darauf folgende schmale pigmentierte Zone und noch ein schmaler Ring darüber hinaus, so daß bei Betrachtung im polarisierten Licht in der Diagonalstellung die Begrenzung des Kristalls auch am unteren Ende vollständig zu sein scheint. Wenn

man aber das Präparat ein wenig aus der Diagonalstellung herausdreht, so sieht man, daß das untere Ende des Kernkristalls in feinste Körnchen aufgelöst ist, die nach der Spitze hindrängen und darüber hinausfließen; die im Bild unscharfen Stellen an dem unteren Ende zwischen Kern und innerem Ring deuten dies an. Ferner sieht man bei dieser Stellung, daß die Substanz in den schmalen Zonen doch nicht mehr unveränderte Quarzsubstanz ist, daß sie zum mindesten von äußerst feinen Fäserchen durchsetzt ist, die senkrecht zu den Kanten des Kernkristalls orientiert ist. Bringt man den Kern in die Auslöschungslage, so befinden sich von der Hülle nur die den Prismenkanten parallelen Zonen in der Auslöschungslage, während von den den Endflächen parallelen Zonen die einen, deren Fasern der kleinsten Elastizitätsachse des Gipsblättchens parallel gehen, das Gelb der I. Ordnung, die anderen das Blau der II. Ordnung zeigen, es liegt hier also schon Chalcedonsubstanz vor, die, wie es scheint, noch vorhandene Quarzsubstanz durchtränkt. Weiter nach außen, in der breiten farblosen bis zu dem äußeren dunklen elliptischen Ring, überwiegt die reine Chalcedonsubstanz, und sie ist so orientiert, daß ihre Fasern ringsherum zu den Kanten des Kernkristalls senkrecht stehen, die größte Elastizitätsachse fällt in die Faserrichtung; in der Diagonalstellung wie vorher erscheinen also die den Prismenkanten parallelen Zonen blau, die von den Endkanten ausstrahlenden Teile aber gelb. Der dunkle elliptische Ring besteht aus einem Pflaster kleiner, stark pigmentierter Quarzkörner, die farblose Substanz außerhalb ist wieder Chalcedon und ebenso orientiert wie im Innern.

Der kreisrunde Durchschnitt an dem linken Rande des Bildes ist in dem farblosen Teil ausgezeichnet radialfaserig und besteht hier aus Chalcedonsubstanz, die größte optische Elastizitätsachse fällt in die Faserrichtung. Das Zentrum und der Außenring sind stark pigmentiert, die Außenzone ist wieder radialfaserige Chalcedonsubstanz, der Ring besteht aus feinsten Körnchen; im Bau zeigt dieser Durchschnitt volle Übereinstimmung mit den Zonen des großen Längsschnitts, es liegt in ihm ein Querschnitt vor, der einen Kristall gerade in der Spitze der ersten Pigmentzone getroffen hat.

Auflösungserscheinungen. Schon wiederholt haben wir Erscheinungen bemerkt, die auf eine Auflösung und Zerstörung des Kernkristalls hindeuteten, unscharfen Rand und eine Begrenzung des Kernkristalls, die unvollständiger war als seine Umrandung, in der Hülle vermuten ließ. Dies zeigte uns Fig. 2 auf Taf. XXIV und die eben beschriebene Abbildung auf Taf. XXVII. Besonders deutliche Spuren von Auflösung erkennen wir an dem in Fig. 2 der Taf. XXIX abgebildeten Präparat; es braucht nicht bemerkt zu werden, daß es scharf eingestellt war. Hier ist der Kristall am Rande und besonders merkbar an der Spitze geradezu aufgelöst, in ein Haufwerk feinster Körnchen zerfallen, die Substanz ist gewandert, und die Parallelstruktur, die die Umgebung hier zeigt, hat sich dem Innern des Kristalls mitgeteilt, in Wirklichkeit noch stärker, als es im Bild wegen der starken Pigmentierung hervortritt. Wir erkennen auch deutlich die ursprüngliche, im Bilde bis zum oberen Rande gehende Ausdehnung des Kristalls, durch die aus feinsten Körnchen bestehende Linie angedeutet; die Spitze tritt hier schärfer hervor als in dem Kernkristall. Die Substanz in dieser den Kern umhüllenden Zone besteht aus kleinsten Quarzkörnchen und feinsten Chalcedonfasern weiter nach außen nimmt Chalcedon zu, die Quarzkörnchen treten an Menge immer mehr zurück und verschwinden bald vollständig. Das Ergebnis dieses Prozesses ist, daß Quarzsubstanz aufgelöst und Chalcedon aus ihr gebildet wurde. Dabei ging auch das Eisenhydroxyd in Lösung, um innerhalb des neu gebildeten Chalcedons als erdiges rotes Eisenoxyd oder als kristallinischer Eisenglanz wieder abgeschieden zu werden. Die im Anfang erwähnten Eisenkieselkristalle mit weißer Schale sind geradezu als Pseudomorphosen von Chalcedon nach Eisenkiesel zu bezeichnen, indem der Chalcedon aus dem Eisenkiesel hervorgegangen ist und dessen Form angenommen hat.

Auch in dem von W. Bergt (l. c.) beschriebenen Kieseloolith erscheint der Quarz, welcher den Kern der Kügelchen bildet, „wie angefressen", teilweise aufgelöst und benagt; auf ihn folgt groberkörniges Aggregat, hierauf stengeliger Quarz und endlich feinste Substanz, bisweilen mit Chalcedon. „Zwischen ihm, dem Chalcedon, und dem stengeligen Quarz

bestehen Strukturübergänge." Der Quarz soll hier aus zertrümmerten, verwitterten Gesteinen stammen und in die Quelle, die als warm und sprudelnd angenommen wird, hineingeraten sein, um ihn habe sich der Oolith gebildet wie der Erbsenstein von Karlsbad um die Fremdkörper. Wie es scheint, bestehen bei aller Verschiedenheit zwischen diesem Kieseloolith und dem Eisenkiesel doch auch gewisse Analogien, die sich besonders darin zeigen, daß auch hier der Quarz teilweise aufgelöst worden ist.

Zwillinge. Eine besondere Verwachsung zeigt das auf Taf. XXVIII abgebildete Präparat, zwei Kernkristalle sind nahezu rechtwinkelig durcheinander gewachsen und so, daß die Durchschnittskante einer Rhomboederfläche in dem einen Individuum der im anderen parallel geht, es liegt also hier ein Durchkreuzungszwilling nach P2 vor, wie er so ausgeprägt gewiß nicht häufig ist.

Im einzelnen zeigen die Kristalle denselben Bau wie die vorher beschriebenen Längsschnitte, unscharfe Umrandung der Kernkristalle, Umhüllung des dunklen Kerns von einer schmalen farblosen Zone und Umrandung des ganzen durch dunklen Pigmentkranz, der sich den Formen genau anschmiegt, und nach außen breitere farblose Zone mit mehr gerundeten Konturen. In den beiden farblosen Zonen liegen rote Flocken von Eisenoxyd zerstreut, während der dunkle Kern und der dunkle Ring von gelbem Eisenhydroxyd durchtränkt sind; im reflektierten Licht tritt der Unterschied in der Farbe der beiden Arten von Pigmentkörnern sehr auffallend hervor.

Noch viel deutlicher als im gewöhnlichen Licht ist die Verwachsung im polarisierten Licht zu sehen, besonders nach Einschaltung des Gipsblättchens und in der Diagonalstellung des Präparates. Der eine Kernkristall, einschließlich seiner farblosen und dunklen Zone, erscheint hierbei gelb, der andere blau (Fig. 2 auf Taf. XXVIII), die Grenze zwischen beiden tritt linienscharf hervor. Jeder einzelne Kristall verhält sich dabei so wie der vorher beschriebene, d. h. nur noch im Kernkristall ist die Quarzsubstanz unverändert vorhanden, in den zunächst anliegenden Zonen ist die Substanz nicht mehr homogen, die Quarzsubstanz ist mit Chalcedonsubstanz vermischt, erst jen-

seits des dunklen Kranzes setzt reine Chalcedonsubstanz an, die den Zwillingskristall ringsherum einhüllt.

Nachdem ich diesen ausgezeichneten Zwilling gefunden hatte, habe ich auch in den anderen Präparaten mehrfach die gleiche Verwachsung beobachtet, aber keinmal so scharf und gut ausgebildet wie hier, es ist eben reiner Zufall, daß die beliebig gelegte Schnittfläche den Kristall so günstig getroffen hat.

An eingewachsenem Quarz — und zu diesem hat man doch die Eisenkieselkristalle zu rechnen — ist meines Wissens bisher nur einmal ein Durchkreuzungszwilling nach P2 beschrieben worden, und zwar von Felix Tannhäuser [1] an einem Quarzeinschluß in Hornblendeandesit von Ticsan viejo. Der Quarz bildete hier ein abgerundetes Korn, die Zwillingsnaht trat scharf hervor und teilte das Korn durch eine geradlinige Grenze in zwei nahezu gleich große Teile, eine so vollkommene Durchkreuzung wie in unserem Fall lag nicht vor.

Chalcedon. Außer dem Chalcedon, der um Eisenkiesel herumgewachsen ist und offenbar teilweise nach dessen Zerstörung und aus dessen Substanz sich gebildet hat, tritt in kleinen Nestern auch ganz typischer, allerdings erst im Mikroskop deutlich erkennbarer Chalcedon auf. Eine gute Stelle ist in Fig. 1 auf Taf. XXIX in 60facher Vergrößerung abgebildet; wir sehen, daß sich feinste Schichten um den frischen, von Interpositionen fast freien Quarzkristall abgesetzt haben [2], daß ausgezeichnet konzentrisch schalige und, wie die Untersuchung im polarisierten Licht lehrt, zugleich radialfaserige, kugelige Aggregate von optisch negativem Charakter dicht gedrängt die Hauptmasse bilden, daß die Chalcedonmasse in fein konzentrischen Schichten von den Wänden eines ehemaligen Hohlraums nach innen zu gewachsen ist und wir sehen das Innere dieses Hohlraums von farblosem Quarz ausgefüllt; die Untersuchung im polarisierten Licht zeigt, daß dieser Quarz ein körniges Aggregat bildet, er ist offenbar die letzte Kieselsäureausscheidung gewesen. Das ganze hat im kleinen völlig dieselbe Struktur wie Achat im großen,

[1] Felix Tannhäuser, Die jüngeren Gesteine der Ecuatorian-Ost-Cordillere etc. Diss. Berlin 1904. p. 7 und Taf. I, 1.

[2] Die im Bild untere und rechte Seite lassen auch im Präparat die Bänderung nicht erkennen, die Substanz ist hier undeutlich feinkörnig.



Festungsachat und Augenachat sehen wir vereinigt. Zur Erklärung der Entstehungsweise des Chalcedons wird man anzunehmen haben, daß das ganze Gestein von einer Lösung, aus der sich Kieselsäure als Chalcedon ausscheiden konnte, gleichmäßig durchdrängt war und daß eben deswegen Chalcedon um alle Ansatzpunkte herum völlig gleichmäßig auskristallisiert ist, so daß in einem gewissen Zeitabschnitt unter gleich bleibenden Verhältnissen sich eine feinste Schicht in ringsum gleicher Beschaffenheit abschied, geringe Änderungen in der Temperatur oder Zusammensetzung der Lösung bewirkten, daß in dem nächsten Zeitabschnitt sich die gleiche Substanz mit einer wenig abweichenden Beschaffenheit bildete mit feineren oder gröberen Fäserchen, mehr oder weniger verzweigten Faserbüscheln, auch wohl mehr oder weniger beigemengter fremder Substanz, hier Kieselsäure als Opal oder vielleicht auch als Quarzsubstanz, Pigment u. dergl. Jedenfalls ist diese Achatstruktur so verbreitet, nicht bloß bei Chalcedon, sondern auch bei Malachit, Schalenblende, Kieselzinkerz, in Oolith und Glaskopf, daß man die Annahme, es sei ihre Entstehung an ganz besondere äußere Verhältnisse, wie etwa Geisertätigkeit, gebunden, von der Hand weisen muß. Es zeigen ja auch die Sphärolithe in künstlichen Präparaten einen ganz analogen Bau, die ausgezeichneten Tafeln 54—59 in Hauswaldt's Atlas der Interferenzerscheinungen, Neue Folge, zeigen dies mit aller Deutlichkeit. Dabei kann sehr wohl bei dem einen oder anderen der sphärolithischen Mineralien, insbesondere bei Chalcedon, höhere Temperatur für seine Entstehung wesentlich gewesen sein.

J ü n g e r e r Q u a r z und „Q u a r z i n“? Nach dem Chalcedon hat sich Kieselsäure noch einmal als Quarz ausgeschieden, der wie der ältere wohl auch Interpositionen von Eisenhydroxyd enthält, die aber nicht immer so gleichmäßig durch seine Masse verteilt sind, sondern mehr längere Fasern und gröbere Flocken bilden, bisweilen ist er auch frei von solchen und vollkommen farblos, bisweilen freilich auch ebenso gleichmäßig gelb als jener und dann an der Aufeinanderfolge als jüngerer zu erkennen.

Umwachsungen des gelben Eisenkiesels durch farblosen Quarz erkennt man schon mit bloßem Auge und sie treten in

Dünnschliffen sehr deutlich hervor. Der gelbe Eisenkiesel zeigt auch hier die Auflösungserscheinungen, die Pigmentierung nimmt nach außen hin ab, die Quarzhülle ist vollkommen klar und frisch.

An anderen Stellen füllt der jüngere Quarz Hohlräume aus, die Chalcedon ihm gelassen hatte (Taf. XXIX Fig. 1), oder lagert sich auch um diesen bisweilen so, daß der feinfaserige Chalcedonkern von einer grob radialstengeligen Quarzschale umgeben ist. Diese Verwachsung erkennt man schon im gewöhnlichen Licht, sie tritt aber besonders deutlich im polarisierten Licht nach Einschaltung des Gipsblättchens hervor, indem die gelben oder blauen Sektoren der Chalcedonkugel als blaue und gelbe Sektoren im Quarz sich fortsetzen, der optische Charakter der Chalcedonkugel ist negativ, der Quarzschale aber positiv, die Grenze zwischen beiden ist zackig, indem die Quarzstengel kammförmig in die Chalcedonfasern eingreifen. Der unmittelbar von dem Chalcedon ausstrahlende Quarz ist dabei häufig in sich fein radialstrahlig, indem ein solcher Stengel ein feines Faserbüschel ist, dessen Scheitelpunkt auf der Chalcedonkugel liegt; erst weiter nach außen entwickelt sich hieraus einheitlicher Quarz. In einigen Fällen bildete Chalcedon nur eine sehr dünne Rinde um den Eisenkieselkristall, darauf folgte eine breite, radialfaserige, optisch positive Zone, ebenso gelb wie der Eisenkiesel und durch wechselnde Pigmentierung konzentrisch-schalig gebaut. Von Chalcedon unterscheidet sie sich im gewöhnlichen Licht nur durch die stärkere Pigmentierung, die sichere Unterscheidung aber ergibt erst die Prüfung mit dem Gipsblättchen durch den entgegengesetzten optischen Charakter. Durch ihre radialfaserige Struktur und den positiven Charakter der Doppelbrechung erinnern diese Faserbüschel an das, was A. Michel-Lévy und Munier-Chalmas Quarzin genannt haben, der ebenfalls die äußere Schale von Chalcedonkügelchen bildet, die bei Longpont und in der oberen Kreide der Haute-Garonne auftreten und ihrerseits von Quarz überzogen wird[1]. Ich habe aber keinen Anhalt

---

[1] Vergl. H. Rosenbusch, Physiographie. 1. 2. p. 388 und Michel-Lévy et Munier-Chalmas, Mémoire sur diverses formes affectées par le

gefunden, der gestattete, sie vom Quarz zu trennen, ihre Doppelbrechung ist die gleiche und sie gehen ohne scharfe Grenze in einheitlichen Quarz über, während sie sich von Chalcedon durch den entgegengesetzten optischen Charakter ihrer Faserbüschel scharf abheben. Die Beobachtung im konvergenten polarisierten Licht gibt kein präzises Resultat. Ich möchte für diese Substanz eher annehmen, daß es Chalcedon war, der unter Beibehaltung seines konzentrisch-schaligen Baues in Quarz übergegangen ist. So wie sie jetzt vorliegt, besitzt sie die Struktur von Chalcedon und den optischen Charakter von Quarz, ich betrachte sie als Pseudomorphosen von Quarz nach Chalcedon.

Wie sich die Kieselsäure zuerst als Quarz, darauf als Chalcedon und zuletzt wieder als Quarz abgeschieden hat, so ist auch der zuerst gebildete Quarz teilweise in Chalcedon und dieser wieder teilweise in Quarz umgewandelt worden, das heißt je nach den wechselnden Verhältnissen war zuerst Quarz beständig und bildete sich dieser, danach wurde Chalcedon beständig und bildete sich teilweise auf Kosten des Quarzes, zuletzt war wieder Quarz beständig und es trat eine teilweise Rückbildung des Chalcedons in diesen ein.

Apatit. In dem Chalcedon einiger Präparate treten winzige, farblose Kriställchen auf, die sich durch ihre stärkere Lichtbrechung trotz ihrer geringen Größe deutlich von Chalcedon abheben. Ihre Form erkennt man erst bei starker Vergrößerung; das auf Taf. XXX abgebildete Präparat ist bei 350facher Vergrößerung aufgenommen worden. Man bemerkt scharf begrenzte sechsseitige Täfelchen und andere Kriställchen, die mehr rechteckigen Umriß haben; man kann, namentlich an den im Präparat schief liegenden Kriställchen leicht feststellen, daß alle tafelig sind, bei den einen ist die Tafelfläche der Schliffebene parallel, bei den anderen senkrecht und schief dazu. Alle sind so klein, daß sie körperlich im Dünnschliff vorhanden sind; der Durchmesser der in dem abgebildeten Teil vorhandenen scharfen sechsseitigen Tafeln wurde mit Mikrometer zu 0,007, 0,014 und 0,018 mm, ihre Dicke zu

---

réseau élémentaire du quartz. Bull. de Soc. Franç. de Minéralogie. 1892. p. 159. — Fréd. Wallerant, Mémoire sur la quartzine et sur l'origine de la polarisation rotatoire du quartz. Ibid. 1897. p. 52.

0,004—0,008 mm gemessen. Auf das polarisierte Licht wirken die sechsseitigen Täfelchen nicht merkbar ein, die Querschnitte zeigen das Grau der I. Ordnung und an solchen, die senkrecht zu den Chalcedonfasern liegen, kann man feststellen, daß sie gerade Auslöschung haben und die größte optische Elastizitätsachse zur Tafelfläche senkrecht ist; ihr optischer Charakter ist demnach negativ.

Nach dem Vorkommen und ihrer Umrißform würde man die Kriställchen für Tridymit halten; denn daß in Opal und Chalcedon Tridymit vorkommt, ist durch G. Rose[1] bekannt geworden. Mit Tridymit stimmt aber der optische Charakter nicht überein, der hier negativ, bei Tridymit aber positiv ist, auch fehlt die dachziegelartige Aggregation, die für Tridymit so charakteristisch ist. Die Bestimmung war nur auf mikrochemischem Wege möglich: von Salzsäure wurden die Kriställchen merkbar angegriffen, mit molybdänsaurem Ammon bildeten sich ringsherum Haufen der gelben Kriställchen des phosphor-molybdänsauren Ammons und nach Zusatz von einem Tröpfchen Schwefelsäure entstanden nach einiger Zeit Büschel langer Gipsnadeln, die von den tafeligen Kriställchen als Mittelpunkt ausstrahlten. In Schliffen, welche diese hexagonalen Kriställchen nicht beherbergen, trat keine dieser Reaktionen ein, in anderen, wo man Mühe hatte, die kleinen Kriställchen aufzusuchen, konnte molybdänsaures Ammon als Wegweiser dienen, da wo der gelbe kristallinische Niederschlag sich gebildet hatte, konnte man sicher sein, die tafeligen Kriställchen zu finden.

Es ist also kein Zweifel, daß hier Apatit vorliegt, ein sehr merkwürdiges Vorkommen inmitten des Chalcedons im Eisenkiesel; ein analoges Vorkommen von Apatit ist mir nicht bekannt. Es wäre noch zu untersuchen, ob das, was aus Chalcedon und Opal als Tridymit beschrieben worden ist, wohl alles Tridymit und nicht etwa auch Apatit sei.

Quarzit. Außer diesen Stücken, die man nach ihrer Farbe in der Hauptsache als Eisenkiesel bestimmen würde, liegen mir von dem gleichen Fundort andere vor, die grau und rot gefleckt, körnig und porös sind und im Handstück

[1] G. Rose, Über Darstellung kristallisierter Kieselsäure auf trockenem Wege. Monatsber. d. kgl. Akad. d. Wissensch. zu Berlin. 1869. p. 461.

als Quarzit bezeichnet werden könnten. In den kleinen und großen Poren sitzen kleine Quarzkristalle, bisweilen nadelförmig dünn und lang, in Mengen vereinigt und wie ein Filz die Wände überziehend.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt, daß die körnigen Stücke aus Quarz bestehen, nach der Hauptachse gestreckte Kristallkörner sind, dicht miteinander verwachsen. Die Körner sind farblos, klar, fast jedes enthält Einschlüsse von Kalkspat. Diese sind bald als winzige Körnchen zu Haufen in der Mitte des Quarzkristalls vereinigt, bald sind es größere Körnchen nicht selten von rhombischem Umriß, also von rhomboedrischer Gestalt. Sie machen den Eindruck von in Auflösung begriffenen Rhomboedern und sehen z. B. in dieser Beziehung den Rhomboedern von Kalisalpeter ähnlich, die man beim Verdunsten eines Tropfens auf einem Objektträger erhält und die nachher sich teilweise wieder auflösen, wenn an einer anderen Stelle des Präparates sich die schwerer löslichen und beständigen Kristalle der rhombischen Modifikation gebildet haben. Bisweilen sind die Kalkspatkörnchen im Quarz regelmäßig angeordnet, z. B. in Querschnitten so, daß sie den Kanten parallel liegen und einen zierlichen Kranz mitten im farblosen Quarz bilden.

Ebensolche Einschlüsse von Kalkspat beherbergt der im Kalkstein eingewachsene Quarz von demselben Fundort. Mir vorliegende Stücke von Kalkstein sind ganz gespickt mit braunen Quarzkristallen von winziger Größe bis zu 1 cm Länge. In einem Dünnschliff des Kalksteins werden die Quarzkristalle klar durchsichtig und lassen die Einschlüsse von Kalkspat deutlich erkennen; sie sind in ihnen in nicht größerer Menge enthalten als in dem Quarz des quarzitischen Gesteins. Auch die dünnen, verfilzten Quarznadeln enthalten solche Einschlüsse von Kalkspat; die Kriställchen selbst sind oft an beiden Enden ausgebildet und sind offenbar ursprünglich im Kalkstein eingewachsen gewesen und nach dessen Auslaugung an der Oberfläche übrig geblieben.

Nach diesen Beobachtungen scheint es mir keinem Zweifel unterworfen, daß der Quarz sich im Kalkstein gebildet hat, daß der kohlensaure Kalk durch Kieselsäure immer mehr und mehr verdrängt worden ist und daß das quarzitische Gestein

aus der Verdrängung des Kalksteins durch Quarz hervorgegangen ist. Damit würde dieses Gestein seiner Entstehung nach dem Quarzit von Greifenstein an die Seite zu stellen sein, der durch den darin als Steinkern enthaltenen *Pentamerus rhenanus* Roem. allgemein bekannt geworden ist. L. Beushausen und A. Denckmann haben nämlich nachgewiesen[1], daß dieses Gestein, welches in der Literatur stets als Quarzit angeführt wird, „gar kein echter Quarzit ist, sondern ein von zahlreichen Quarztrümern und Quarzschnüren durchzogenes verkieseltes Gestein, und zwar ein verkieselter Kalk oder vielleicht Dolomit. . . . . . Die Verbreitung der Blöcke hält sich im allgemeinen an eine quellenführende Wasserrinne, und wenn, wie anzunehmen ist, die Blöcke einer Verkieselungszone längs einer Spalte entstammen, so könnte es durch Schurfarbeit gelingen, das Gestein anstehend und womöglich auch in unveränderter, ursprünglicher Beschaffenheit nachzuweisen."

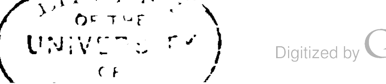
Seitdem sind auf Antrag des Herrn Professor E. Kayser durch die Direktion der geologischen Landesanstalt Schurfarbeiten im Bereiche des „*Pentamerus*-Quarzites" veranlaßt worden, über die H. Lotz Bericht erstattet hat[2]. Hiernach ist es zwar noch nicht gelungen, das *Pentamerus*-Gestein anstehend zu erschließen, jedoch erscheint ihm die von Beushausen geäußerte Ansicht, daß die Blöcke einer Verkieselungszone längs einer Spalte entstammen, diejenige zu sein, die das Vorkommen am besten erklärt. Knapp 200 m von den losen Blöcken des *Pentamerus*-Gesteins steht der Greifensteiner Kalk an und nach Lotz darf man jetzt, wo beide Vorkommen dem Mitteldevon zugerechnet werden dürften, als das wahrscheinlichste ansehen, daß sie einer einzigen, verhältnismäßig kleinen, in das umgebende Silur eingebrochenen Scholle jüngerer Gesteine zugehörten.

Dem Mitteldevon gehört auch unser Kalk an und der Eisenkiesel und Quarzit ist in seiner Verbreitung bei Warstein an die Wasserrinne des Rangebachs gebunden, wie wir

---

[1] L. Beushausen, Zur Frage nach dem geologischen Alter des *Pentamerus rhenanus* F. Roem. Jahrb. d. kgl. preuß. geol. Landesanst. f. 1899. p. 178.

[2] H. Lotz, *Pentamerus*-Quarzit und Greifensteiner Kalk. Jahrb. d. kgl. preuß. geol. Landesanst. f. 1900. p. 64.



nachher noch weiter sehen werden. Es weist also auch hier alles darauf hin, daß das quarzitische Gestein ein verkieselter Kalk ist.

Daß hier wie bei Greifenstein das Quarzgestein nur in losen Blöcken auftritt, erklärt sich wohl dadurch, daß nach beendeter Verkieselung der kohlensaure Kalk in der Nähe der Oberfläche aufgelöst und hierdurch die Verbindung des unveränderten Kalksteins mit dem verkieselten Kalk aufgehoben wurde.

Bildungsverhältnisse und geologisches Vorkommen des Eisenkiesels. Zur Beurteilung der Bildungsverhältnisse müssen wir das geologische Vorkommen des Eisenkiesels in Westfalen berücksichtigen. Er tritt hier ausschließlich in Verbindung mit dem dem Mitteldevon angehörenden Massenkalk auf, der bei Hagen, im Hönnetal und an vielen anderen Orten in ausgedehnten Brüchen gewonnen wird. Von der Oberfläche ziehen sich hier und da tief in den Kalkstein hinein weite von Ton und anderem ausgefüllte Taschen, in denen sich verschiedene Mineralien angesiedelt haben. Auf einer Exkursion, die ich unter Führung von Herrn Dr. Denckmann unternommen habe, bevor mir das hier beschriebene Vorkommen von Eisenkiesel bekannt war, habe ich in den Brüchen am Ausgang des Hönnetales große Kalkspatkristalle und Spaltungsstücke aus Zwillingen nach $-\frac{1}{2}R$ gefunden, die an Größe und Schönheit denen von Auerbach a. d. Bergstraße nicht nachstehen. Hier habe ich, in Kalkspat eingewachsen, Pseudomorphosen von Roteisenstein nach Kalkspat in großen Skalenoedern und hier auch kleine Kristalle von Eisenkiesel gefunden.

Sein Vorkommen hat wohl zuerst Dechen im Jahre 1823 eingehend beschrieben. Er berichtet darüber im zweiten Band von Nöggerath, Das Gebirge in Rheinland-Westfalen, p. 45, wie folgt:

„Roter und gelber Eisenkiesel von Sundwig. Unter denjenigen Fossilien, welche sich in diesem Kalksteine finden, verdienen wohl noch einiger Erwähnung der gelbe und rote Eisenkiesel, der sich auf zweifache Art in der Gegend von Sundwig zeigt.

„Der gelbe Eisenkiesel kommt im weißen Kalkspat vor, mit dem er ein Nest im Kalkstein ausfüllt; er findet sich

nur, wo dieser seine größte Ausdehnung erreicht und am Liegenden häufiger als am Hangenden. Er wechselt in einzelnen Lagen mit dem Kalkspat und bildet dem Liegenden zunächst eine Lage von beinahe 2 Fuß Mächtigkeit, welche nur durch höchst schmale Kalkspatstreifen getrennt wird. In der Mitte seiner Lagen ist er mehr derb, nach den Rändern derselben scheidet er sich aber in sehr schönen und regelmäßigen Kristallen aus. Weiter nach dem Hangenden werden die Lagen des Eisenkiesels immer schwächer und sie bestehen daher auch nur noch aus einzelnen zusammengewachsenen Kristallen. Noch weiter im Hangenden liegen die Kristalle porphyrartig und einzeln in Kalkspat, dann aber verschwinden sie. Die Kristalle sind öfters mit reinem wasserhellen Quarze überzogen, dem ihre Kristallgestalt genau folgt. Zuweilen nimmt dieser Eisenkiesel eine gelblichrote Farbe an und nähert sich dadurch dem roten Eisenkiesel. Übrigens ist dies der einzige bekannte Punkt, wo dies Fossil so ausgezeichnet sich findet.

„Der rote Eisenkiesel, der allgemeiner verbreitet ist, findet sich besonders in der Nähe der Eisensteingänge, teils kommt er in kleinen Klüften und Drusen aufgewachsen auf dem Kalkstein vor, teils aber auch porphyrartig eingewachsen. Die Masse des Kalksteins, in welcher derselbe liegt, ist größtenteils rötlich oder rötlichbraun gefärbt und oft von kleinen Schnüren mit dichtem Eisenglanz durchzogen. Es findet bei diesen Kristallen des roten Eisenkiesels ein vollkommener Übergang in den Quarz statt, indem ein großer Teil der selbst schon stark gefärbten Kristalle noch einige Durchscheinenheit zeigt."

Die Beschreibung des Vorkommens von Sundwig hat G. Leonhard[1] übernommen, er erwähnt aber auch den Eisenkiesel von Warstein und fügt für diesen hinzu: „bisweilen erscheinen Eisenkieselkristalle um einen Quarzkristall gruppiert; häufig ist letzterer zerstört, nur die regelrechte Leere blieb, und um diese sieht man die Kristalle geordnet." Diese Beschreibung paßt ganz auf einige unserer Proben.

[1] G. Leonhard, Handwörterbuch der topographischen Mineralogie. 1843. p. 170.

Der von mir untersuchte Eisenkiesel stammt ebenfalls von Warstein und kommt nach Mitteilung von Herrn B. Wiemeyer in zerstreut liegenden Stücken an beiden Ufern des Rangebaches vor. Dieser entspringt nach v. Dechen[1] auf dem Altenfelde, verschwindet bald in Schlotten und tritt bei gewöhnlichen Wasserzuflüssen erst am Ausgange des Tales in Warstein wieder hervor.

Das geologische Vorkommen des Eisenkiesels ist also hier das gleiche wie bei Sundwig und im Hönnetal, in Taschen und Schlotten im Kalkstein, und er ist, wie die anderen Mineralien, zweifellos eine Neubildung, und die Quellen, welche den Kalkspat in wenigstens zwei Generationen, vor der Bildung der Pseudomorphosen von Eisenoxyd nach Kalkspat und nachher, und Eisenoxyd abgesetzt haben, haben auch die Kieselsäure geliefert, die sich zuerst, mit Eisenhydroxyd gemengt, als Eisenkiesel, darauf unter teilweiser Auflösung als Chalcedon und zuletzt rein als wasserheller Quarz abgeschieden hat.

Ich möchte annehmen, daß warme Quellen bei der Bildung des Chalcedons mitgewirkt haben, da das Vorkommen von Chalcedon an den meisten Orten der Erde an solche Stellen gebunden ist, an denen warme Quellen vorhanden waren, oder wo deren ehemaliges Vorhandensein doch mit einiger Sicherheit angenommen werden kann.

Auch die Temperatur des Rangebachs scheint jetzt noch über der normalen zu liegen, die Quelle hat nach Angabe des Herrn B. Wiemeyer eine recht gleichmäßige Temperatur von 10°, und er teilte mir in seinem ersten Begleitbriefe mit, daß er den Eisenkiesel „in dem warmen Rangebache gefunden habe, der eisen- und kieselsäurehaltig sei“. Jedenfalls hat sich aus dessen Wasser der Eisenkiesel abgeschieden und zuerst nur dieser, der durch das beigemengte Eisenhydroxyd inhomogen und an sich weniger beständig war als reiner Quarz. An einigen Orten hat sich gleichzeitig mit ihm kohlensaurer Kalk als reiner, großspätiger Kalkspat gebildet, was daraus zu schließen ist, daß Eisenkiesel in Kalkspat eingewachsen bei Sundwig vorkommt. Warme Quellen mögen bei der Bil-

[1] v. Dechen, Erläuterungen der geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. II. p. 783.

dung des Eisenkiesels noch nicht mitgewirkt haben. Dagegen ist anzunehmen, daß später zu einer gewissen Periode nach Absatz des Eisenkiesels im Gebiete des jetzigen Rangebachs warme Quellen wirksam geworden sind, vielleicht nur ganz wenig Wasser führend, und in Berührung mit diesem hat sich der Eisenkiesel als unbeständig erwiesen; er ist teilweise aufgelöst worden, seine Kieselsäure ist in Chalcedon umgewandelt, auch neue Kieselsäure mag zugeführt und als Chalcedon abgeschieden worden sein, das Eisenhydroxyd ist vorübergehend aufgelöst und darauf als wasserfreies Oxyd abgesetzt worden. Gerade auch diese Umwandlung des Eisenhydroxyds in Oxyd scheint mir für Mitwirkung höherer Temperatur zu sprechen. Bald hatten die Quellen ihre höhere Temperatur verloren, und die Kieselsäure wurde nicht mehr als Chalcedon abgeschieden, sondern als reiner, klarer Quarz, der Lücken im Eisenkiesel ausfüllt und Kristalle von gelbem Eisenkiesel umhüllt. Auch im Kalkstein hat sich Kieselsäure als Quarz abgeschieden und hat den kohlensauren Kalk verdrängt, im Extrem so stark, daß an seine Stelle ein quarzitisches Gestein getreten ist, das, vom Kalkstein losgelöst, sich hier wie bei Greifenstein in losen Blöcken findet.

Erklärung zu den Tafeln.

Vorbemerkung. Die Aufnahmen sind mit einem großen Zeiss'schen mikrophotographischen Apparat älterer Konstruktion gemacht worden. Zur Aufnahme von Dünnschliffen im polarisierten Licht hat sich das zugehörige Mikroskop als wenig geeignet erwiesen, es wurde hierzu mit der Zeiss'schen Camera ein Seibert'sches Mikroskop verbunden. Da der Chalcedon, um den es sich hierbei handelte, äußerst feinfaserig ist und schwache Doppelbrechung besitzt, sind die Kontraste nur sehr gering, die Interferenzfarben schwankten zwischen einem helleren und dunkleren Grau I. Ordnung. Um die Kontraste zu erhöhen, wurde ein Gipsblättchen vom Rot I. Ordnung eingeschaltet und die Aufnahme mit einer Gelbscheibe und orthochromatischer Platte gemacht. Die durch Eisenhydroxyd gelb gefärbten Teile wirken nur schwach auf die photographische Platte ein, sie sind daher im Bild dunkel.

Um möglichst gute Bilder in vorteilhafter Vergrößerung und der erforderlichen Bildgröße zu erzielen, wurde in den Kombinationen der

Objektive und Okulare und der Länge des Cameraauszugs gewechselt, bis jedesmal die günstigste gefunden war, ich führe sie im folgenden an, nur den jedesmaligen Abstand der Mattscheibe vom Okular lasse ich fort. Bei den Aufnahmen haben mich Herr Dr. Martini und Dr. Vogt unterstützt; sie haben namentlich auch die Kopien angefertigt, nach denen die Abbildungen hergestellt sind. Im allgemeinen hat sich hierfür das Lutar-Mattpapier für reine Platintonung als sehr geeignet erwiesen, nur in einzelnen Fällen war diesem Bromsilberentwicklungspapier vorzuziehen.

Tafel XXIV.

Fig. 1. Eisenkiesel, Querschnitt, von Chalcedon umhüllt, hierin Eisenglanz. Der rechts liegende Kristall ist auf Taf. XXV stärker vergrößert abgebildet. p. 448.

Obj Zeiss mit 75 mm Brennweite, ohne Okular. Vergr. 20fach.

„ 2. Eisenkiesel, Längsschnitt; am unteren, scheinbar abgebrochenen Ende aufgelöst. Die Schatten sind eine Folge ungleicher Pigmentierung des Eisenkiesels. p. 450.

Mikroskop Zeiss, Obj. 00 Seibert, Projektionsokular 2. Vergr. 20fach.

Tafel XXV.

Eisenkiesel, Querschnitt, von Chalcedon umrandet; der in Fig. 1 Taf. XXIV rechts liegende Kristall. p. 448.

Obj. Zeiss mit 16 mm Brennweite, Projektionsokular 2. Vergr. 90fach.

Tafel XXVI.

Fig. 1. Eisenkiesel, Querschnitt, schwach pigmentiert, von Chalcedon umhüllt. Rechts ist ein kleiner Kristall unregelmäßig angewachsen. p. 449.

Seibert'sches Mikroskp, Obj. I Seibert, ohne Okular. Vergr. 34fach.

„ 2. Dasselbe im polarisierten Licht mit Gipsblättchen aufgenommen, dessen kleinste Elastizitätsachse von links unten nach rechts oben gerichtet zu denken ist. Die Sektoren in dieser Richtung sind dunkler als die anderen, weil der optische Charakter des Chalcedon negativ ist.

Dieselbe Kombination mit kleinerem Balgauszug. Vergr. 28fach.

Tafel XXVII.

Eisenkiesel, Längsschnitt. Der untere Teil des Kernkristalls ist aufgelöst, die Chalcedonumrandung deutet den ehemaligen Umriß an. Die breite Zone zwischen dem Kern und der Hülle ist nur im oberen Teil gebändert. Der runde Durchschnitt links ist ein Querschnitt durch die Spitze eines von Chalcedon umrandeten Kristalls. p. 451.

Obj. I Seibert, Projektionsokular 2. Vergr. 60fach.

Tafel XXVIII.

Fig. 1. Durchkreuzungszwilling von Eisenkiesel, von Chalcedon umwachsen. p. 454.

Obj. Zeiss mit 16 mm Brennweite, Projektionsokular 2. Vergr. 100fach.

„ 2. Derselbe Zwilling im polarisierten Licht mit Gipsblättchen und Gelbscheibe aufgenommen.

Mikroskop Seibert, Obj. II Seibert, ohne Okular. Vergr. 100fach.

Tafel XXIX.

Fig. 1. Chalcedon aus Eisenkiesel mit Quarz. p. 455.

Mikroskop Zeiss, Obj. I Seibert, Projektionsokular 2. Vergr. 60fach.

„ 2. Eisenkieselkristall in Auflösung begriffen. Die Spitze ist zerstört, der Rand unscharf, das Innere durch Auflösung und Absatz streifig geworden. p. 453. Aus demselben Stück wie Taf. XXIV, 2.

Obj. Zeiss mit 16 mm Brennweite, Projektionsokular 2. Vergr. 60fach.

Tafel XXX.

Apatit im Chalcedon des Eisenkiesels. p. 458.

Obj. Zeiss mit 16 mm Brennweite, Kompensationsokular 4. Vergr. 350fach. In dem Positiv war der Chalcedon mit Absicht nicht voll auskopiert worden, weil so der Apatit schärfer hervortritt.

Die Jura-Ablagerungen am Westrande des Bayrischen Waldes zwischen Regenstauf und der Bodenwöhrerbucht.

Von

Karl Wanderer.

Mit Taf. XXXI und XXXII.

Auf Anregung von Herrn Prof. Dr. Pompeckj und unter Zustimmung meines hochverehrten Lehrers, Herrn Geheimrat v. Zittel, begann ich im Spätsommer 1903 die Untersuchung der kleinen Juraschollen, die sich nördlich von Regenstauf bis Rappenbügl bei Burglengenfeld — Station Haidhof der Bahnstrecke Weiden — an dem Westrand des Bayrischen Waldes anlehnen.

Es handelte sich dabei um die Wiederaufnahme bezw. die Fortsetzung der Arbeiten L. v. Ammon's 1875 und J. F. Pompeckj's 1901 über die Juravorkommnisse am Keilberg, Schnaiterhof, Abbachhof, Postholz und Regenstaufer Galgenberg, unter Verfolgung des gleichen Zweckes, dem diese Aufnahmen dienten: zur Kenntnis des Ostrandes des fränkischen Jura Beiträge zu liefern.

Als die wesentlichsten Gesichtspunkte der unternommenen Aufgabe waren mir leitend:

1. die genaue Feststellung der Art des Vorkommens und der stratigraphischen Stellung der Ablagerungen,

2. die Feststellung der Lagerungsverhältnisse und Ausdehnung der Schollen,
3. die Beziehungen zu den westlich sich hinziehenden, zum Teil durch Kreide- und Tertiärbedeckung verhüllten Juramassen, der eigentlichen fränkischen Juraplatte.

Bei Durchführung der Arbeit ergaben sich nicht zu unterschätzende Schwierigkeiten. Das sporadische Auftreten der Ablagerungen in meist nur geringer Ausdehnung, die wenigen günstigen Aufschlüsse, erklärt durch die Unrentabilität eines Abbaues des durch Störungen vielfach zerbrochenen und zerklüfteten Gesteinsmaterials, gewähren in geologischer Beziehung ein nur beschränktes Beobachtungsfeld; der sammelnde Paläontologe findet hier nur eine spärliche Fossilfauna in meist ungünstigem Erhaltungszustand. Das Anlegen künstlicher Aufschlüsse stößt auf Schwierigkeiten und liefert nicht immer das erwünschte Resultat. So konnte das Vorkommen einzelner Horizonte, die zu Tage anstehend nicht zu beobachten sind, mehrfach nur dadurch festgelegt werden, daß die Felder systematisch auf die verschiedenen Juragesteine hin durchsucht wurden; aus Fehlen bezw. Vorkommen und wechselndem Mengenverhältnis mußten dann diesbezügliche Schlüsse gezogen werden.

Außer zur Erreichung des sub 3. angeführten Zweckes mußten deshalb, schon behufs Schaffung eines für die Verhältnisse der Ostseite verwertbaren petrographischen und faunistischen Vergleichsmaterials, eingehende Untersuchungen an geeigneten Profilen der westlichen Hauptjuraplatte gemacht werden. Besonders notwendig war dies für den Dogger — wofür die Lokalitäten Saltendorf und Münchshofen in Betracht kamen —, speziell um Klarheit zu erhalten über die stratigraphischen Verhältnisse der zwischen dem Eisensandstein (Zone des *Harpoceras Murchisonae*) und den Werkkalken (Zone des *Peltoceras bimammatum*) liegenden Horizonte, deren wenig mächtige und faziell so sehr wechselnde Ausbildung, deren teilweises Fehlen ja mit zu den besonderen Kennzeichen des fränkischen Jura gehören.

An einschlägiger geologischer Literatur kamen in erster Linie in Betracht:

Gümbel, Geognostische Beschreibung der fränkischen Alb (Frankenjura).
Gümbel, Geognostische Beschreibung des ostbayrischen Grenzgebirges.
Ammon, Die Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg und Passau.
Pompeckj, Die Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg und Regenstauf (Geogn. Jahresh. 14).

An Kartenmaterial stand mir zur Verfügung:

Topographischer Atlas von Bayern = Bayrische Generalstabskarte (Blatt Burglengenfeld). 1 : 50000.
Gümbel's geognostische Karte von Bayern (Blatt Regensburg). 1 : 100000.

Mangels Höhenkurven und eines größeren Maßstabes der topographischen Unterlage mußte von einer Kartierung Abstand genommen werden. Die für die Profile notwendigen Höhenpunkte wurden mittels Aneroid nach gegebenen Fixpunkten schätzungsweise bestimmt.

Von einer Beschreibung der Fossilfauna wurde Abstand genommen; dagegen habe ich für stratigraphisch oder sonst wichtigere Formen durch zitierte Literatur zum Ausdruck gebracht, mit welchen Arten die gefundenen Petrefakten identifiziert werden konnten.

Wenn ich durch meine Untersuchungen zu teilweise anderen Resultaten gekommen bin in bezug auf stratigraphischen Inhalt und Ausdehnung der Juraschollen, wie Gümbel, so ist das natürlich einmal darauf zurückzuführen, daß ich der Bearbeitung des betreffenden Gebietes wesentlich mehr Zeit widmen konnte, als das Gümbel und seinen Mitarbeitern bei der Herstellung einer Übersichtskarte möglich war; anderseits darauf, daß Aufschlüsse neuester Zeit wesentlich dazu beigetragen haben, das geologische Bild der Gegend zu klären und zu vervollständigen.

Bei meinen Aufnahmen, im Felde sowohl wie bei den Untersuchungen im geologischen Institut der Universität, fand ich in Herrn Prof. Dr. Pompeckj allezeit den bereitwilligsten Helfer und Berater. Wenn ich an dieser Stelle Herrn Prof. Pompeckj dafür meines herzlichsten Dankes versichere, genüge ich damit keiner konventionellen Pflicht, ich erfülle ein aufrichtigst empfundenes Bedürfnis. Ergebensten Dank schulde ich auch Herrn Prof. Dr. Rothpletz, der als I. Konservator des Münchner Museums mir die bereits von Herrn Geheimrat v. Zittel bewilligte Benutzung der so wertvollen Sammlung in liebenswürdigster und weitgehendster Art gestattete.

I. Die Jura-Ablagerungen zwischen Regenstauf und der Bodenwöhrerbucht (von Neuhaus bis Rappenbügl).

Nördlich von Regensburg lehnen sich an den westlichen Rand des Bayrischen Waldes eine Reihe größerer und kleinerer Juraschollen an, die östlich weitest vorgeschobenen Partien des Frankenjura. Wie Eisschollen am Seeufer sind sie, meist auf den Rücken kleinerer Höhen liegend, in Nord-Süd-Richtung über die hügelige, wellige Landschaft verstreut. Die letzten Sedimentreste von Meeren sind sie, von Meeren, welche, sich weit nach Westen ausdehnend, hier näher oder ferner ihre Ostküsten hatten, wo sie an dem Urgebirgsstock, dem mächtigen Granitmassiv des Bayrischen Waldes, dem „böhmischen Lande“, anbrandeten.

Es sind die Juravorkommnisse am Keilberg, Schnaiterhof, Abbachhof, Postholz, Regenstaufer Galgenberg und die weiter nördlichen, unseren Untersuchungen zugrunde liegenden Schollen von Neuhaus-Wittmannsanwesen, Hagenau, Hirmersberg, Brückelhof, Leonberg, Ibenthan und Rappenbügl.

I.[1] Über die Regenstauf nächstliegenden Ablagerungen.

Angaben in der geognostischen Karte von Bayern:

c_1 = Regensburger Grünsandstein mit *Janira aequicostata* (Cenomanstufe).

$i_1 + i_2$ = Unterer grauer Mergel- und Werkkalk (Schichten der *Ammonites transversarius* und *bimammatus*, Oxfordstufe, + Oberer grauer Mergel- und fleckige Kalke, untere Lagen mit *Amm. tenuilobatus*.

kp. = Unterer bunter Keuper und bunter Keuper im allgemeinen. Hauptkeuperstockwerk.

In GÜMBEL's Karte (Blatt Regensburg) sind in dem Winkel, gebildet von dem Feldweg Diesenbach—Groß-Ramspau und von dem, diesem 500 m von der Burglengenfelder Hauptstraße einmündenden Spindelhofer Fußweg, neben jüngsten Sedimenten die oben bezeichneten Ablagerungen eingetragen, die bogenförmig den dort südwestlich vorspringenden Keil des Urgebirges umfassen.

Eine Begehung dieses Gebietes führt durch nachfolgende Ablagerungen:

[1] Siehe Ziffer I der Kartenskizze.

Alluvium.

Nähert man sich von Schloß Spindelhof aus genannter Stelle, so findet man auf den Feldern sandige Böden mit Geröllen von wechselnder Größe. Quarze spielen neben anderen Resten kristalliner Gesteine die Hauptrolle. Ihre Oberflächenausdehnung entspricht den Angaben der Karte.

Kreide.

Regensburger Grünsandstein.

Nach den vorigen, nicht streng begrenzbaren Ablagerungen folgt eine Zone, die ausgezeichnet ist durch das häufige Vorkommen von Kreidesedimentresten: Sandsteine, von bald gröberem, bald feinerem Korn, mehr oder weniger verfestigt durch ein kalkiges oder kieseliges Bindemittel. Der frische Bruch zeigt deutlich eingesprengte dunkle Glaukonitkörnchen. Nicht selten bergen diese Gesteine Bruchstücke von *Exogyra columba* Lmk. und *Pecten*-Arten.

Trias.

Bunter Keupersandstein.

Östlich der Kreidezone tritt auf den jetzt mit Granitgrus überdeckten Feldern, stellenweise ziemlich häufig, ein Gestein auf, von ganz anderem Habitus: kaolinführende Sandsteine, meist gebleicht, fast konglomeratisch, mit Quarzstücken von wechselnder Kornröße und unterschiedlichem Grad der Abrollung, meist nur locker verbunden oder in grobe Sande kiesartig zerfallend. In weniger verwittertem Zustand zeigt das Gestein rote Färbung, so daß an Stellen, wo der Pflug frische Partien aufwirft, das Feld diesen Ton aufweist.

Trotz des Mangels jeglicher Fossileinschlüsse und unserer Unkenntnis ihrer Lagerungsverhältnisse dürfen wir diese Gesteine auch hier als die Repräsentanten des Keuper ansehen, da sie in Aussehen und Zusammensetzung vollkommen mit Keupersandsteinen übereinstimmen, welche anderwärts am Ostrand des Jura sich ihrer stratigraphischen Lagerung nach sicher bestimmen lassen.

Noch weiter östlich weisen die Felder rein granitische Böden auf: kantige, die Kristallform zeigende Quarze und rote Feldspäte dominieren ausschließlich.

Jura.

Neben den zahlreichen Gesteinsfragmenten der erwähnten Ablagerungen findet man — gegenüber jenen in verschwindender Zahl — vereinzelte kleinere Kalkstücke und Hornsteinknollen, zweifellos dem Malm angehörend. Ihr petrographischer Charakter ist nicht gleichbleibend, er wechselt, und dies spricht dafür, daß hier Brocken verschiedener Malmkalke, resp. verschiedener Zonen, umherliegen. Nirgends konnte ich auf den Feldern lokale Anreicherung dieses Materials konstatieren, wie es sich ergeben könnte, wenn irgendwo hier Malm unter der Verwitterungsdecke anstände. Nirgends fand ich in Grenzrainen oder Abzugsrinnen, wie solche bis zu ¾ m Tiefe vorhanden sind, und wo die Ablagerungen am ehesten zutage treten müßten, anstehendes Gestein. Ebensowenig konnte ich beobachten, daß der Pflug frisches Malmgestein aufwarf. Diesbezügliche Erkundigungen ergaben das Resultat, die Felder hier seien kalkfrei.

Wie die Verhältnisse heute liegen, berechtigt nichts, Malm hier als anstehend anzunehmen; und ist es schon schwierig, für die Ablagerungen der Kreide eine schärfer begrenzte Zone zu konstruieren, so wäre dies für den Jura auf Grund der vereinzelten, bald mit Kreide-, bald Keuper-, bald Alluviumsedimenten vergesellschafteten Kalkstücke, die man heute dort findet, völlig unmöglich. Wollte man trotzdem den Malm so weit südlich ausgedehnt annehmen, so müßte diese Annahme dahin modifiziert werden, daß die Ablagerungen des Jura hier tief unter jüngeren Sedimenten verdeckt liegen.

Wahrscheinlicher dagegen ist die Erklärung, daß die zweifellos auch hier zum Absatz gelangten Sedimente des Jura der Erosion zum Opfer gefallen sind, und daß das vereinzelte Vorkommen von Kalksteinen auf Verschleppung zurückzuführen ist, eine Erklärung, für die auch die Nähe der oben erwähnten Wege spricht, für deren Instandhaltung Kalke aus dem 2 km südlich gelegenen Steinbruch vom Regenstaufer Galgenberg zur Verwendung gelangen (spez. Werkkalke und Kalke der Tenuilobatenzone).

Nach den gesammelten Erfahrungen darf also Malm hier nicht als anstehend in eine geologische Karte eingetragen werden.

Die geschilderten Verhältnisse herrschen in gleicher Weise auch noch eine Strecke nördlich des Ramspauer Weges: gegen die Hauptstraße Regenstauf—Burglengenfeld zu auf feinsandigen Böden Kreidegestein, weiter östlich Granitgrusdecken mit stellenweisen Keupersandsteinen, daneben vereinzelte Malmkalkbrocken.

II.[1] Juravorkommnis zwischen Neuhaus-Wittmanns Anwesen.

Angaben in der geognostischen Karte von Bayern:

$i_1 + i_2$ = Zone des *Ammonites transversarius* und *bimammatus* + Zone des *Amm. tenuilobatus*.

kp. = Bunter Keuper.

Auf den sanft ansteigenden Feldern zwischen Forsthaus Neuhaus (Höhenpunkt 348 der Generalstabskarte) und dem NNO. stehenden Wittmannschen Anwesen, an dem Verbindungsweg der Chaussee mit dem Ramspauer Feldweg gelegen, läßt sich eine Veränderung den bisherigen Verhältnissen gegenüber beobachten. Gelblichweiße Kalke nehmen in den Äckern an Zahl zu, je mehr man sich dem erwähnten Verbindungswege nähert, und weisen auf in der Nähe anstehendes Gestein hin.

Tatsächlich treten in einem, den Weg nördlich begleitenden, ca. ½ m tiefen Graben unter einer dünnen Verwitterungsdecke die Kalke zutage.

Malm.

Zone der *Oppelia tenuilobata.*

Der kleine hier vorhandene Aufschluß bietet zur Beurteilung der Lagerungsverhältnisse keinerlei Möglichkeit; die Beobachtungen sind auf das Gesteinsmaterial beschränkt. Danach handelt es sich um lichte, gelblich- oder grauweiße Kalke von großer Dichte, undeutlicher Oolithstruktur, im frischen Zustand mit mehr glattem, bei vorgeschrittener Verwitterung mehr rauhem, unregelmäßig splitterigem oder kleinmuscheligem Bruch. In den Kalken treten schichtweise dunkle Hornsteinknollen auf. Häufig lassen sich feine, von weißem Kalkspat ausgefüllte Risse und Spalten beobachten, welche wohl als Folgen von Störungen in den Lagerungsverhältnissen, als verkittete Brüche aufgefaßt werden dürften.

[1] Siehe Ziffer II der Kartenskizze.

Fossilien fand ich, von unsicheren Fragmenten abgesehen, nicht. Darf trotzdem für diese Schichten die oben angeführte Altersstufe in Anspruch genommen werden? Greifen wir, um den Beweis zu liefern, auf benachbarte Vorkommnisse.

Am Keilberg finden wir [1] „lichte, graulich-gelbweiße, dichte, z. T. schwach oolithische Kalke, verwitternd in unregelmäßig beilförmige Scherben zerfallend, mit *Oppelia tenuilobata* Opp., *Perisphinctes polyplocus* Rein. sp., *P. Lothari* Opp. sp., *Pseudomonotis similis* etc." Gümbel charakterisiert diese Schichten als [2] „weißer, kleinbröckliger, splitterig brechender Kalk, ohne Hornsteineinlagerungen". v. Ammon hebt die leichte Klüftbarkeit des Gesteins hervor [3]. Dem Alter nach vertreten diese Kalke am Keilberg die Zone der *Oppelia tenuilobata* und zwar, nach v. Ammon und Pompeckj, die mittleren Lagen dieses Horizontes. (Die Angaben Gümbel's [2] „weisen unzweideutig der unteren Stufe zu" dürften nach den Originaluntersuchungen vorgenannter Autoren irrtümlich sein.)

An dem weiter hier in Betracht kommenden Regenstaufer Galgenberg ist obige Zone scheinbar in etwas anderer Fazies vertreten. Doch weisen auch hier einzelne Bänke den vorigen Habitus auf [4]: „dichteren, mehr muschlig brechenden Kalk".

Bei Saltendorf, nordwestlich von dem hier behandelten Vorkommnis, findet sich die Zone der *O. tenuilobata* ausgebildet [5] als „hellweiße, kleinsplittrige, dichte Kalke, ohne Hornstein".

Diese Angaben, verbunden mit genauen Vergleichen der betreffenden Gesteine an Ort und Stelle, dürften mit ziemlicher Sicherheit auch ohne den Fund von Fossilien nach der petrographischen Übereinstimmung das angeführte Alter unserer Kalke rechtfertigen. Eine Einwendung könnte gemacht werden. Während in der lithologischen Ausbildung der Zone der *O. tenuilobata* Hornsteinknollen weder am Keilberg, noch Regenstaufer Galgenberg, noch bei Saltendorf auftreten, weisen

---

[1] Pompeckj, Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg und Regenstauf. p. 16.

[2] Gümbel, Frankenjura. p. 331.

[3] v. Ammon, Jura-Ablagerungen Regensburg—Passau. p. 28.

[4] Pompecky, Jura-Ablagerungen Regensburg—Regenstauf. p. 28.

[5] Gümbel, Frankenjura. p. 334.

hier die Kalke zahlreiche Konkretionen dieser Art auf. Hier ist die Übereinstimmung in der sonst gleichen Ausbildung gestört, und es erhebt sich daraus ein scheinbarer Widerspruch. Für die Beurteilung kann indessen dieser Umstand nicht schwerwiegend in die Wage fallen, betrachtet man analoge Vorgänge in anderen Horizonten.

Wir haben am Keilberg in den schön gebankten, dichten grauen Kalken der Zone des *Peltoceras bimammatum* (Werkkalk) keine Spur von Hornstein zwischen oder in den einzelnen Lagen; am Regenstaufer Galgenberg finden sich in diesem Horizont Hornsteinknollen, bankweise angeordnet, in großer Zahl[1] bei einer Entferung von kaum 6 km. Bei Saltendorf wieder fehlen die Knollen, wenigstens in den unteren Lagen[2].

Wenden wir uns zur Ausbildung der Zone der *Oppelia tenuilobata* an den westlich gelegenen Lokalitäten, also zu den Partien, die mit den Vorkommnissen bei Neuhaus-Wittmanns Anwesen vor deren Dislokation in unmittelbarer Verbindung gestanden hatten und die daher bei einem Vergleich in letzter Linie ausschlaggebend sind, dem später zu besprechenden Malm am Gangelberg bei Pirkensee (Vorkommen 2) und bei Stadelhof (Vorkommen 6). Dort sind paläontologisch zweifellos als zur Zone der *O. tenuilobata* gehörende Ablagerungen geradezu charakterisiert durch die bankweisen Einlagerungen von Hornsteinknollen in den gleichen Kalken wie hier. Demnach wäre das Auftreten von Hornstein in den Schollen dieses Horizontes bei Neuhaus — also wenig weiter östlich — eher ein Postulat für den Beweis ihrer Zugehörigkeit zur Zone der *O. tenuilobata*, als damit im Widerspruch stehend.

Über die Mächtigkeit der Ablagerungen lassen sich nicht einmal andeutungsweise Angaben machen. Ihre Oberflächenausdehnung in O.—W.-Richtung darf kaum über 50 m angenommen werden; ca. 40 m östlich der Hauptstraße streichen in dem Graben die Kalke schon nicht mehr zutage.

Zone des *Peltoceras bimammatum*.

Neben den Kalken der Tenuilobatenzone fand ich in der Nähe des Aufschlusses, auf den Feldern lose liegend — nicht

[1] Pompeckj, Jura-Ablagerungen Regensburg—Regenstauf. p. 27.
[2] Gümbel, Frankenjura. p. 334.

anstehend — drei bis vier Kalkbrocken von dunklerer Farbe, grau, ziemlich dicht, deutlichen Kalkoolith führend, von regelmäßig großmuschligem Bruch. Ihrem Aussehen nach dürften diese Kalke, wie an späteren Lokalitäten dargetan wird, mit ziemlicher Sicherheit den Werkkalken, d. h. der Bimammatenzone angehören. Indessen wage ich es nicht, auf Grund dieser ganz vereinzelten Funde, weitere stellten sich trotz eifrigen Suchens nicht ein, das Gestein als hier anstehend zu bezeichnen.

Trias.

Bunter Keupersandstein.

Kaolinführende, lockere, grobkörnige Sandsteine, mit größeren Einschlüssen unvollkommen abgerollter Quarzstücke, treten auch hier auf in Begleitung des Jura. Anstehend konnte ich sie nicht finden, doch erscheinen sie in einer Zahl, die einen Schluß auf ihr Anstehen rechtfertigt.

Als Resultat der Befunde ergibt sich demnach:

Jura: Malm: wahrscheinlichst Zone der *Oppelia tenuilobata*.
Trias: Bunter Keupersandstein.
Lagerung: unbestimmbar.

III.[1] Juravorkommnisse um Hagenau.

Angaben in der geognostischen Karte von Bayern:

$i_1 + i_2$ = Stufen der *Ammonites transversarius* und *bimammatus* + *Amm. tenuilobatus*.
d_3 = Oberer Dogger: Eisenoolithkalke und Ornatenton.
kp. = Bunter Keuper.

Malm.

Zone der *Oppelia tenuilobata*.

Der bei Neuhaus gefundene Horizont läßt sich in genau derselben Ausbildung weiter nach Norden auf der vom Höhenpunkt 413 der Generalstabskarte gegen die Hauptstraße ziehenden kammartigen Erhöhung wieder konstatieren. Dort finden sich zwischen dem größeren der beiden Weiher und der Chaussee auf den Feldern Böden mit ziemlicher Anreicherung von Splitterkalkbrocken, die deren Anstehen unter der Ackerkrume dokumentieren.

[1] Siehe Ziffer III der Kartenskizze.

In der darauf folgenden Erosionsmulde läßt sich dieser Nachweis nicht erbringen. Er gelingt erst wieder auf dem zweiten Sattelzug, der ca. 350 m von Neuhaus dem weiter südlich gelegenen parallel zieht. Hier stehen in einer teilweise wieder verschütteten Grube, wo man sie versuchsweise zu technischer Verwendung aufschloß, die Kalke wieder an: gelblichweiß, dicht, von splittrigem Bruch, hornsteinführend, in der gleichen Art wie bisher. Die Lagerung läßt sich nicht bestimmen.

Der nächste, etwas größere Aufschluß befindet sich dann an dem in der Generalstabskarte eingetragenen „Keller", unmittelbar östlich von Hagenau, eine ca. 2 qm große und 1 m tiefe Grube. In dem Gestein hier läßt sich eine undeutliche Bankung bemerken, undeutlich durch Klüftung und Querbrüche, die sich hier einstellen. Der Habitus der Kalke selbst ist der gleiche wie bisher. Auch dieser Aufschluß gestattet keine sichere Messung. Die erwähnten Querbrüche und Klüfte, verbunden mit den wiederkehrenden feinen Kalkspatadern im Gestein, weisen auf Störung in den Lagerungsverhältnissen hin. Die Ausdehnung des Kalkes sowohl nach Länge als Breite ist auch hier eine beschränkte und erstreckt sich kaum über die nächste Umgebung des Aufschlusses hinaus.

Nördlich in dem kleinen, unmittelbar folgenden, OSO.—W. ziehenden Tälchen, der Zuflußrinne zu dem Hagenauer Weiher, ist die Entwicklung der Kalke bereits wieder unterbrochen.

Trias.

Bunter Keupersandstein.

Östlich der Grube weisen die Felder strichweise eine rote Tönung auf, eine Folge der roten, lehmig-tonigen Beimengungen, durch die sich die Ablagerungen des Keuper hier stellenweise auszeichnen. Daneben finden wir an einzelnen Brocken seine Ausbildung in der gleichen Weise wieder wie bisher.

Eine Zusammenstellung der um Hagenau nachweisbaren älteren Sedimente liefert:

Jura: Malm: wahrscheinlichst Zone der *Oppelia tenuilobata*.
Trias: Bunter Keupersandstein.

Die Frage bezüglich Lagerungsverhältnisse bleibt offen.

Für die in der geognostischen Karte eingetragenen Ablagerungen des oberen Dogger (Eisenoolithkalke und Ornatenton) fand ich nicht den geringsten Beleg.

IV.[1] Die Juravorkommnisse am Hirmersberg und bei Brückelhof.

Angaben in der geognostischen Karte von Bayern:

c_1 = Regensburger Grünsandstein.

$i_1 + i_2$ = Stufen der *Ammonites transversarius* und *bimammatus* + *Amm. tenuilobatus*.

d_2 = Oberer Dogger: Eisenoolithkalke und Ornatenton.

kp. = Bunter Keuper.

Lagerung: ——

Etwa 800 m nördlich von Hagenau steigt an der Ostseite der Hauptstraße in sanfter Linie der Hirmersberg an, Höhenpunkt 389 der Generalstabskarte, um sich nach Osten, gegen den Wald ganz allmählich abzuflachen. Auf dieser Anhöhe war früher an verschiedenen Stellen auf Kalk gebrochen worden, und die jetzt offenen, wenn auch großenteils durch Abraum wieder verschütteten Brüche geben wünschenswerte Aufschlüsse für den Malm. Für die jüngeren Ablagerungen herrschen ungünstigere Verhältnisse.

Kreide.

Regensburger Grünsandstein.

Die ganze Westhälfte des Hirmersberg wird eingenommen von Sandsteinablagerungen. Ein an der Oberfläche leicht verwitterndes, nach unten gegen den Berg zu stark verfestigtes Gestein, von wechselnder Korngröße und mit einzelnen Glaukoniteinsprenglingen. Stellenweise finden sich Anreicherungen von Eisen, sogen. Schwarten, die an ähnliche Erscheinungen in der Stufe des *Harpoceras Murchisonae* (Eisensandstein) erinnern, sich aber hiervon durch die verschiedene Korngröße unterscheiden lassen. An Fossileinschlüssen fanden sich zahlreich:

Exogyra columba LAM.

---

[1] Ich halte es im Interesse der Übersichtlichkeit des Bildes, das die beiden Lokalitäten über die Lagerungsverhältnisse geben, für zweckmäßig, die beiden Vorkommnisse zusammen zu besprechen (Ziffer IV und IVa der Kartenskizze).

Außer der Westhälfte des Hirmersberg überdecken die Sedimente der Kreide noch die kleine, südwestlich gelegene Anhöhe, den Schneiderberg, Höhenpunkt 371 der Generalstabskarte. Eine Gelegenheit zur Feststellung der Lagerungsverhältnisse bietet sich nirgends; am Hirmersberg dürfte die Kreide mit großer Wahrscheinlichkeit dem Malm unterlagert sein, ein Kontakt mit diesem läßt sich an keinem der Aufschlüsse konstatieren.

Jura.

Malm.

Zone der *Oppelia tenuilobata.*

Unter den oben erwähnten Aufschlüssen liegt der beste und zugleich instruktivste auf der Südseite des Hügels, von einer Gebüschgruppe völlig überdeckt und so leicht zu übersehen. Hier wurden die Kalke im Streichen abgebaut; dabei ergibt sich zum erstenmal eine gute Gelegenheit zu sicherer Messung der Lagerung. Das Resultat ergibt:

Streichen: genau Nord—Süd.
Fallen: 45° Ost.

Was die Ausbildung des Gesteins betrifft — bankige, lichte, grauweiße bis gelblichweiße Kalke, mit splittrigem Bruch, durchzogen von einzelnen Hornsteinknollenlagen —, so kann kein Zweifel bestehen, daß wir es hier mit Ablagerungen derselben Zone zu tun haben, die wir bei Neuhaus-Wittmanns Anwesen und bei Hagenau gefunden.

Die paläontologische Ausbeute in den Kalken ist zwar gering, doch dürfen die Funde zu der Altersbestimmung im obigen Sinn, d. h. zur Zone der *Oppelia tenuilobata* voll berechtigen.

Damit erhalten auch die Horizontbestimmungen der früheren Lokalitäten einen neuen Stützpunkt. Es fanden sich:

Perisphinctes Lothari Oppel sp. *Belemnites hastatus* Blain.
— *inconditus* Font. *Terebratula Zieteni* Loriol.
Aptychus laevis Mey.

Welchen spezielleren Lagen dieser Zone unsere Kalke angehören, dürfte sich aus den bisherigen Formen nicht sicher nachweisen lassen. Das Fehlen von Fossilien, wie sie die Tiefenstufe der Zone der *Oppelia tenuilobata* charakterisieren,

Perisphinctes colubrinus Rein. sp. und das Vorhandensein polyploker Ammoniten, wie *P. Lothari*, *inconditus* spräche für die Ausbildung der mittleren bezw. oberen Lagen dieses Horizontes.

Die Mächtigkeit der Kalke kann mit 7 m schätzungsweise bewertet werden.

Über den Verlauf älterer Sedimente gewährt die Lokalität keinen Aufschluß; nur Keuperablagerungen lassen sich weiter östlich beobachten. Über ihre Ausbildung soll an entsprechender Stelle berichtet werden. Dagegen finden sich zwischenliegende Juraglieder östlich vom Brückelhof zwischen dem, von genanntem Gehöft nach Ramspau führenden Waldweg und den beiden kleinen Weihern, teils in Schächten aufgeschlossen, teils offen zutage tretend.

Weisser Jura α.

Zone des *Peltoceras transversarium.*

Gelegentlich der Anlage von Versuchsschächten, die hier in neuester Zeit auf Tone abgeteuft wurden, stieß man in dem westlichsten derselben auf undeutlich geschieferte, lichtgraue, kalkige Mergel, bezw. Mergelkalke von mäßiger Härte.

Die völlige Übereinstimmung des Gesteins, das sich leider nur an dem ausgehobenen Material beobachten ließ — der Schacht war bereits wieder zugeworfen —, mit dem der Zone des *Peltoceras transversarium* am Regenstaufer Galgenberg, seine stratigraphische Lage zu den folgenden Ablagerungen berechtigen zu einer Identifizierung mit diesem Horizont, dessen Ausbildung gelegentlich der Behandlung des Jura bei Leonberg näher besprochen werden soll.

Nach Angaben der Arbeiter fallen die Schichten hier nach Osten ein.

Dogger.

Callovien.

Der nächste, nur 2—3 m weiter östlich angelegte Versuchsschacht förderte: gelbe, tonige Mergel mit etwas dunkleren großen Eisenoolithkörnern, die eine ca. 10 cm mächtige Schicht schwarzgrünen Mergels einschließen, der seine Färbung der ungemein starken Anreicherung an dunkelgrünem Glaukonit verdankt.

Die Lagerung der Schichten soll der der grauen Kalke entsprechen; d. h. die Mergel fallen ebenfalls nach Osten ein.

Der Befund der beiden Schächte liefert demnach eine Vergesellschaftung grauer, etwas geschieferter Kalkmergel, neben gelben oolithischen Mergeltonen mit einer dunkelgrünen Glaukonitmergelbank. Am Galgenberg findet sich über (bei überkippter Lagerung) den grauen kalkigen Mergeln der *Transversarius*-Zone die Zone des *Aspidoceras biarmatum*, in Form weißer bis gelblicher Mergel ausgebildet; darüber folgt, in drei Stufen trennbar, das Callovien, wobei hier die Zone der *Reineckia anceps* in ganz gleicher Weise wie bei uns am Brückelhof, als dunkler Glaukonitmergel entwickelt ist. Nehmen wir auch hier die Biarmatenzone als vorhanden, aber nicht erschlossen an, so liefern die Kontaktglieder von Malm und Dogger das gleiche Bild wie am Regenstaufer Galgenberg. Infolge mangelnder Fossilfunde muß indessen, nach Analogie mit dem Callovien bei Saltendorf[1], die Möglichkeit in Betracht gezogen werden, daß man in der Glaukonitschicht am Brückelhof die Gesamtentwicklung des oberen Callovien finden könnte, während ein Teil der oolithischen gelben Mergeltone möglicherweise die Stufe von *Macrocephalites macrocephalus* vertritt.

Erst entsprechende Fossilfunde und die Möglichkeit, die Ablagerungen in ihrem Zusammenhang am Anstehenden zu studieren, vermögen völlige Klarheit zu schaffen; einstweilen muß man sich darauf beschränken, die vorhandenen Schichten als Callovienäquivalente im allgemeinen zu betrachten.

Weitere Doggerglieder, das zu erwartende Bathonien und Bajocien, bis ausschließlich des Eisensandsteins, finden sich am Brückelhof nicht erschlossen, sind auch nicht durch lose Gesteinsbrocken auf den Feldern vertreten.

Zone des *Harpoceras Murchisonae*. Eisensandstein.

Zwischen den Versuchsschächten und dem Hauptschacht, ca. 13 m westlich des letzteren, stehen in einer $2\frac{1}{2}$ m tiefen Grube aufgeschlossen, unter einer dünnen, lehmig-sandigen Detritusdecke, Sande bezw. Sandsteine an. Es handelt sich

[1] Vergl. Ziffer 7.

um feine, kaum verfestigte Sandsteine und fast lose Sande, von gleichmäßig feinem Korn und hellgelber bis brauner Farbe, ohne Glaukonitspuren.

Trotz des Mangels an Fossilfunden dürfen die Ablagerungen hier auf Grund der Lagerungsbeziehungen mit älteren und jüngeren Schichten und der analogen Ausbildung an anderen Lokalitäten mit Sicherheit zur *Murchisonae*-Zone gerechnet werden.

Bezüglich der Ausbildung des Eisensandsteins an benachbarten Punkten läßt sich konstatieren: Unter den Vorkommnissen am Keilberg, sowohl am Tegernheimer Keller, wo dieser Horizont in einer Mächtigkeit von mindestens 20 m jetzt aufgeschlossen ist, als im oberen Irlbacher-Bruch, am Nordende des Keilberges, tragen gewisse Partien genau das gleiche Gepräge wie die Ablagerungen am Brückelhof. Die gleiche Fossilarmut, die gleiche Korngröße der Sande bezw. Sandsteine weisen also auf fazielle Verhältnisse hin, die für die beiden Lokalitäten gleichgestaltet waren. Die örtlichen Anreicherungen an Eisengehalt, die festere Bindung gewisser Lagen, ebenso das prächtige, öfter wechselnde Farbenspiel fallen als sekundäre bezw. mehr oder weniger lokalisierte Bildungen bei der Beurteilung hier weg. Auch in den weiter nördlich gelegenen Absätzen bei Rappenbügl und Saltendorf, wo diese Ablagerungen in weit größerer Entwicklung auftreten, macht sich eine Veränderung in der Ausbildung nicht geltend.

Die Mächtigkeit der Zone hier bleibt gegen die der besprochenen Lokalitäten beträchtlich zurück; ihre Oberflächenausdehnung inklusive der nicht erschlossenen höheren Stufen bis zum Callovien beträgt etwa 15 m. Die Lagerungsverhältnisse sollen im Anschluß an die folgende Zone besprochen werden.

Zone des *Harpoceras opalinum*. *Opalinus*-Ton.

Beobachtungen in dem bereits erwähnten Hauptschacht ergeben folgendes:

Unter einer an Mächtigkeit stark wechselnden Schicht tonig-sandigen Detritus (der eine Schacht besitzt einen Abraum von ca. 2 m, andere Schächte weisen nur eine geringe

Mächtigkeit davon auf), der wohl als Ausfüllungsmasse einer früher bestandenen Erosionsmulde oder -Kessels zu betrachten ist, trifft der Schacht:

a) Die älteren Lagen der Zone.

Dunkle, fette Tone mit mannigfachen Übergängen der Färbung, schwarz, blaugrau bis hellgrau; vereinzelt kommen härtere Knollen darin vor; daneben zahlreiche Schwefelkieskonkretionen mit goldschillerndem Glanz auf der Oberfläche; ferner finden sich schön ausgebildete Gipskristalle, das bekannte blättrige Marienglas.

Die Ausbildung der Tone stimmt mit denen am Tegernheimer Keller vollkommen überein. Nur die bankweise auftretenden härteren Lagen bezw. dünnen Linsen harten Mergels, wie sie dort vorkommen, scheinen hier zu fehlen. An Fossilien, die, wie die spärliche Fauna vom Tegernheimer Keller zeigt, zu Raritäten gehören, fand ich in dem reichlich ausgehobenen Material etwa ein Dutzend kleiner (z. T. nur ein paar Millimeter großer) verkiester Ammoniten mit schönem Metallglanz, sowie verkalkte Belemniten und Fragmente davon. Die Bestimmung ergab:

Leioceras opalinum Rein. sp.
— *opalinum costosum* Quenst. sp.
Belemnites neumarktensis Opp.

Nach Aussage der Arbeiter fallen die Tone, deren Mächtigkeit mit ca. 10 m angegeben wurde, gegen das Gebirge zu ein. In einem Schacht konnte ich mit Sicherheit konstatieren:

Fallen: ca. 45—50° Ost.
Streichen: annähernd Nord—Süd.

b) Die jüngeren Lagen der Zone.

Diesen dunklen Tonen folgt konkordant unterlagert (also gegen Westen) eine Schicht fetter, glänzender Tone, von gelber bis braungelber Farbe, auf die Stollen getrieben werden; soweit dieselben abgebaut werden, weisen sie wenig sandige Beimengungen auf.

Lassen sich analoge Vorkommnisse als Begleiterscheinungen der *Opalinus*-Tone anderswo nachweisen? Am Tegern-

heimer Keller liegt auf „den blau-grauschwarzen fetten kalkigen Tonen“ der unteren Partien der Zone des *Harpoceras opalinum* eine „oberste 20—30 cm dicke Lage . . . . . . schwach sandig, gelbbraun gefärbt resp. entfärbt“ [1].

Die Mächtigkeit des gelben Tones am Brückelhof beträgt ca. 4 m; trotz dieser relativ großen Schwankung müssen auch hier die hellen Tone als die höheren Lagen der Zone des *H. opalinum* betrachtet werden. Über den weiteren Verlauf der Schichtenfolge konnten keine Beobachtungen gemacht werden. Bei früheren Stollenbauten wollen die Arbeiter weiter gegen Westen auf harte Felsen, die gleich den Tonen gegen den Berg einfallen, gestoßen sein. Es dürfte sich hier um Eisenschwarten bezw. stärker verfestigte Partien der Zone des *H. Murchisonae* handeln; damit stände im Einklang das Vorkommen des in der Grube anstehenden Eisensandsteins, der nach diesen Angaben gleichfalls nach Osten einfällt.

Trias.

Bunter Keupersandstein.

Für die Ablagerungen des Keuper, die wohl sicher das Liegende des braunen Jura bildeten — ein Kontakt kann allerdings nirgends nachgewiesen werden —, greifen wir zurück auf dessen Vorkommen östlich des Hirmersberges, wo ich auf ihn graben ließ. Der grobe Sandstein weist hier, in frischem Zustand, intensiv rote Farbe auf und ist durch tonige Beimengungen ausgezeichnet.

Übersicht.

Fassen wir die beiden eng benachbarten Juravorkommnisse zusammen, den oberen Malm am Hirmersberg und den unteren Malm und Dogger am Brückelhof, so ergibt sich nachfolgendes Bild: Über einer mächtigen Ablagerung von Kreide liegen bankige, hornsteinführende Kalke, nach ihrem petrographischen Charakter und Fossilinhalt der Zone der *Oppelia tenuilobata* zugehörig, mit einem Streichen N.—S. und Einfallen der Schichten 45° O. Die darauf folgenden zugänglichen Ablagerungen charakterisieren sich als weißer Jura α und als Callovien; darauf sind aufgeschlossen die

[1] Pompeckj, Jura-Ablagerungen Regensburg—Regenstauf. p. 10.

Zonen des *Harpoceras Murchisonae* und des *H. opalinum*, welche mit fast gleichem Winkel ebenfalls nach Osten einfallen. Daraus ergibt sich, daß die hier zum Absatz gelangten Juraschichten und wohl auch die Ablagerungen der Kreide eine Überkippung erfahren haben, wobei sie um einen Winkel von ca. 135° aus ihrer ursprünglichen Lagerung disloziert worden sind.

Wir haben also hier, 4,5 km nördlich von Regenstauf, wenn auch nicht in gleicher Deutlichkeit, dieselbe Erscheinung, die uns ca. 1 km südlich der Stadt, am Regenstaufer Galgenberg begegnet ist. Ein interessantes Problem wäre es nun, festzustellen, ob es sich bei beiden Vorkommnissen um Störungen rein lokaler Art handelt[1], von engbegrenzter Ausdehnung, oder ob zwischen beiden ein Zusammenhang derart besteht, daß die gesamte, ca. 6 km lange Sedimentdecke in ihrer ganzen Ausdehnung, für jeden einzelnen Punkt die gleiche Umwälzung durchgemacht hatte. Die exakte Beantwortung dieser Fragen dürfte vorläufig unmöglich sein, da die zwischenliegenden Juravorkommnisse, die allein für die Beantwortung ausschlaggebend wären, versagen. Daß auch hier Störung in den Lagerungsverhältnissen stattgefunden hat, darf als sicher angenommen werden.

½ km nördlich der Brückelhofer Weiher wurde früher ebenfalls auf *Opalinus*-Ton bezw. deren gelben, oberen Lagen gegraben. Zur Zeit meiner Aufnahmen dort waren die alten Schächte unzugänglich, teils ersäuft, teils verschüttet, so daß eigene Beobachtungen dort nicht gemacht werden konnten. Hier, in so geringer Entfernung von den Vorkommnissen am Brückelhof, sollen die Tone in entgegengesetzter Richtung, also nach Westen einfallen. Das ausgehobene Material lieferte auch Versteinerungen, wie sie dort gefunden wurden. Heute wird in seichten Schächten unter wenig mächtigem Abraum ein intensiv roter fetter Ton gewonnen von großem Farbstoffgehalt. Ob es sich hier um eine, den roten Tonen des Keuper am Keilberg gleichzustellende Ablagerung handelt, oder um jüngere Absätze, darüber dürfte sichere Aufklärung

[1] Gümbel möchte für derartige Dislokationen Unterwaschungen und Zusammenbrüche als Ursache angenommen wissen (Frankenjura. p. 334), eine Anschauung, der Pompeckj entgegentritt.

erst erfolgen, wenn die Möglichkeit gegeben ist, den Kontakt dieser Schichten mit den Jura-Ablagerungen zu studieren, eine Möglichkeit, die bis jetzt noch nicht vorhanden ist. Wahrscheinlich dürften die Lagerungsverhältnisse hier nicht allzu einfach sein, darauf läßt auch die starke Dislokation in einem in der Nähe liegenden Kreidebruch schließen, wo die Schichten, N.—S. streichend, fast saiger stehen. Dieser Bruch liegt unmittelbar nördlich des Weges, der vom Schwarzhof zu den Schächten führt, 350 m östlich der Kreuzungsstelle mit dem Feldweg Brückelhof—Haberhof—Leonberg.

Von den Schächten bis zur Einöd Rosbach tritt Jura nirgends mehr zutage; erst nördlich genannter Einöd wird er wieder beobachtet.

V.[1] Die Jura-Ablagerungen bei Leonberg.

Angaben in der geognostischen Karte von Bayern:

c_1 = Regensburger Grünsandstein.

i_1 = Unterer grauer Mergel- und Werkbankkalk. Schichten der *Ammonites transversarius* und *bimammatus* (Oxford).

d_{3-4} = Oberer Dogger: Eisenoolithkalk und Ornatenton, — Mittlerer Dogger (Eisensandstein) mit *Ammonites Murchisonae.*

Lagerung: Einfallen 50° WSW.

Dem Dorfe Leonberg vorgelagert liegt ein in N.—S.-Richtung ausgezogener Hügel der Kalvarienberg[2], der nach Süden, wo er seine höchste Erhebung hat, ziemlich rasch abfällt. Auf der Ost- und Westseite steigt er annähernd gleich steil an. Die Höhe stellte ich mittels Aneroid auf ca. 410 m fest, unter Benutzung der am Hammer-Fingermühl-Weiher gegebenen Höhenquote 381 (an dem Wege Ramspau—Leonberg).

Kreide.

Regensburger Grünsandstein.

Der Westhang des Hügels ist übersät von Gesteinen der Kreide. An einem Rain, in der Mitte der beiden von Rosbach nach Leonberg führenden Feldwege gelegen, können wir das Gestein anstehend beobachten: ziemlich locker verbundene Sandsteine von auffallend grobem, unregelmäßigem

[1] Siehe Ziffer V der Kartenskizze.

[2] Nicht gemeint ist hier der „Kalvarienberg“ 392 zwischen der Bahnlinie und der Straße Ponholz—Leonberg.

Korn (abgerollte Quarzstücke von doppelter Erbsengröße kommen vor) mit Einsprenglingen dunkeln Glaukonits. Die hier zum Absatz gelangten Sedimente dürften in unmittelbarer Nähe einer Küste abgelagert sein.

An einzelnen Stellen unseres Aufschlusses läßt sich eine interessante Beobachtung machen. Während der frische Bruch am Gestein, entsprechend der groben Korngröße, eine rauhe unregelmäßige Oberfläche zeigt, weisen hier manche Blöcke glatte wie polierte Flächen auf, mit einzelnen vertikalen Riefen, eine Erscheinung, wie sie sich auch an den Malmkalken am Galgenberg beobachten läßt. Wir haben es hier wie dort mit einer Harnischbildung zu tun, die darauf hindeutet, daß überlagernde Partien an dem Liegenden abgerutscht sind, wobei der charakteristische Schliff entstanden ist. Die Erklärung gewinnt an Gewißheit, wenn man berücksichtigt, daß die Schichten, wie die Messung ergibt, mit ca. 60° nach Westen einfallen.

Die Ablagerungen der Kreide erstrecken sich gegen den Hügel zu bis an den östlichen der erwähnten Fußwege Roßbach—Leonberg.

Jura.

Malm.

Auf dem Wege selbst treten schon die Schichtköpfe des unterlagernden weißen Jura zutage. Exakte Beobachtungen lassen sich hier nicht machen; aufgeschlossen tritt Malm erst in einem vom Weg ca. 10 m entfernten Steinbruch auf. Ob die Kalke am Wege noch dieselben sind wie am Bruch, muß dahingestellt werden.

Zone der *Oppelia tenuilobata.*

Der Steinbruch weist Kalke auf von deutlicher regelmäßiger Bankung in Lagen von 30—60 cm Dicke; Hornsteinknollen durchziehen in Schnüren oder dünnen Bänkchen das Gestein von gelblich- bis grauweißer Farbe, großer Dichte und undeutlicher Oolithstruktur; der Bruch ist splittrig oder unregelmäßig kleinmuschlig, seine Oberfläche meist rauh, seltener glatt.

Die Schichten sind steil aufgerichtet und lassen sich einzelne Bänke, deren Köpfe über die Humusdecke heraus-

ragen, ziemlich weit verfolgen, so eine absolut genaue Messung ermöglichend. Diese ergibt:

Streichen: genau Nord—Süd.
Fallen: 55—60° West.

Verwendbare Fossilien konnte ich hier bei der ungünstigen Lagerung in den harten, frischen Kalken nicht finden. Auch das geringe gebrochene Material und der Gehängeschutt liefern keine paläontologisch verwertbare Ausbeute. Die Altersbestimmung bliebe bis zu einem gewissen Grad unsicher, hätten sich an anderer Stelle Versteinerungen nicht finden lassen. Genau in der Streichrichtung dieser Kalke liegen unter den ersten Häusern von Leonberg zwei größere alte Brüche, aus deren verwittertem Material Fossilien gewonnen werden konnten. Über die Zugehörigkeit der Kalke hier zu dem gleichen Horizont des Gesteins am Kalvarienberg-Bruch kann kein Zweifel bestehen, wenn auch die Kalke infolge der Verwitterung an ihrer Oberfläche ein etwas erdigrauhes Aussehen erhalten, wie sich solches häufig an den gleichen Kalken der westlich gelegenen Lokalitäten beobachten läßt. Es fanden sich:

Perisphinctes Lothari Opp. sp.
— *inconditus* Font.
— cf. *effrenatus* Font.
Aspidoceras aus der Gruppe *A. bispinosum.*
Terebratula Zieteni Loriol.

Diese Funde charakterisieren die Ablagerung unzweideutig als Zone der *Oppelia tenuilobata.* Untersucht man am Kalvarienberg in östlicher Richtung die Felder, so läßt sich die Zone dieser Kalke in einer Breitenausdehnung verfolgen, die einer Mächtigkeit von 20—25 m entspricht. Nach einem kurzen Übergang, wo zwei verschiedene Kalkarten vermengt vorkommen, tritt ein Wechsel ein. Es folgt die

Zone des *Peltoceras bimammatum.*

An Stelle der hellen splittrigen Kalke der Tenuilobatenzone treten solche auf von etwas dunklerer Farbe, blaugrau bis hellgrau, etwas weniger dicht als die vorigen, dagegen deutlicher oolithisch; Kalke von regelmäßig großmuschligem Bruch mit rauher Oberfläche.

Gesteine dieser Art bedecken in großer Zahl die Felder und es läßt sich diese Zone mit ziemlicher Bestimmtheit in ihrer O.—W.-Ausdehnung verfolgen, die ich mit ca. 15 m bewerte. Besonders günstige Beobachtungsverhältnisse sind im Spätherbst gegeben bei frisch aufgerissenen Böden.

Rechnet man die vorige Zone zum Horizont der *Oppelia tenuilobata*, so müßte man schon auf Grund ihrer stratigraphischen Lage die Kalke hier als Vertreter des Coralrag, d. h. zur Bimammatenzone gehörig betrachten.

Dafür spricht ferner: Von sämtlichen Horizonten des weißen Jura unserer Gegend gibt es kaum einen, der sich durch die gleichbleibende Ausbildung seines Gesteins derart auszeichnet wie der „Werkkalk" und dessen relatives Alter infolgedessen schon aus dem petrographischen Habitus so leicht und sicher zu bestimmen wäre, wie dies hier der Fall ist. Schwankungen in der Ausbildung beschränken sich fast lediglich auf kleinere Unterschiede in der Färbung; aber auch hier gilt eine gewisse Einheitlichkeit: Die graue Farbe herrscht bei weitem vor. Nur am Galgenberg sind diese Kalke durch eine auffallend helle Tönung und, wie schon erwähnt, durch das Auftreten zahlreicher Hornsteine ausgezeichnet. Sonst, am Keilberg bei Irlbach, nördlich des großen Liasaufschlusses; bei Maxhütte nordwestlich des Werkes; bei Saltendorf; Münchshofen; überall herrscht fast vollkommene Übereinstimmung in der Ausbildung. Neben der oben angeführten Charakteristik ist typisch die außerordentlich gleichmäßige Bankung; auf den Bruch sei nochmals hingewiesen: Das Gestein, besonders im frischen Zustand, reagiert auf den Schlag mit dem Hammer derart, daß es an den Kanten in großen, regelmäßig muschligen, oder scherbenförmigen Stücken von geringer Dicke und rauher Oberfläche abspringt, eine Erscheinung, wie sie bei keinem anderen Kalk in gleicher Regelmäßigkeit wiederkehrt. Für die Richtigkeit der Altersannahme spricht übrigens auch die darauf folgende Stufe.

Weisser Jura *α* Quenstedt's.

Im weiteren Verlauf stellen sich auf den Feldern Gesteinsbrocken ein, als: wenig harte, undeutlich blättrige, grünlich- und schmutziggraue merglige Kalke und etwas härtere mit einzelnen dunkelbraunen, rostigen Flecken.

Leicht verwitternd, lassen sich aus dem Gestein die härteren Fossilien gut gewinnen, oder sie fallen selbständig heraus und brauchen nur von dem anhaftenden Mergel gereinigt zu werden. In großer Häufigkeit fanden sich, wenn auch meist nur als Bruchstücke, doch gut erhalten, Perisphincten aus der *Plicatilis*-Gruppe. Ich konnte bestimmen:

Perisphinctes Wartae Buk.
— cf. *Wartae* Buk.
— cf. *plicatilis* (Sow.) Phill. sp.

Der Querschnitt dieser nicht sehr günstig erhaltenen Form stimmt am besten mit der Textfigur Siemiradzki's (Palaeontographica. **45.** 250) überein

Cardioceras alternans Buch (in den etwas härteren Kalken).

Diese Formen weisen mit Bestimmtheit auf das untere Oxford hin, auf die Zonen des *Aspidoceras biarmatum* oder *Peltoceras transversarium*, bezw. noch tiefer, auf die *Lamberti*-Zone (*Perisphinctes* cf. *plicatilis* (Sow.) Phill. sp.).

Der Versuch einer Gliederung soll gemacht werden, dürfte aber kaum gelingen, zieht man die Verhältnisse in Betracht, unter denen an in Frage kommender Stelle Beobachtungen gemacht wurden, d. h. wo die Möglichkeit fehlt, die Schichten am Anstehenden in ihrer stratigraphischen Folge zu untersuchen.

Am Keilberg, in der Schlucht über dem Tegernheimer Keller, ist durch *Cardioceras cordatum* Sow., *Perisphinctes plicatilis* (Sow.) d'Orb. sp. als Stufe des *Aspidoceras biarmatum* charakterisiert, diese Zone ausgebildet als[1] „graubrauner, mergeliger, stellenweise ganz schwach sandiger Kalk mit wenigen schwärzlichen Glaukonitkörnchen, ohne Eisenoolith und mit wenig Brauneisenausscheidungen, 0,25 m; darüber graubrauner, mergeliger Kalk mit reichlichen Brauneisenausscheidungen, 0,25 m." Ammon beschreibt die folgenden Schichten der *Transversarius*-Zone[2]: „grauer mergeliger Ton . . . . . besitzt eine grünlich- oder gelbgraue Farbe, ist stark mit Mangandendriten schwarz gefleckt und durch viele kleine Kalkkörner oolithisch. Nach jedem stärkeren Regenerguß werden frische Ammoniten herausgespült . . . . . An der

[1] Pompeckj, Jura-Ablagerungen Regensburg—Regenstauf. p. 165.
[2] Ammon, Jura-Ablagerungen Regensburg—Passau. p. 45.

oberen und unteren Grenze festere kalkige Bänke von ruppigem Aussehen.“ Nicht unwesentliche Abweichungen in der Fazies zeigen die gleichen Horizonte am Regenstaufer Galgenberg, wo „hellgelbe bis weißliche, unregelmäßig geschieferte Mergel mit mehreren festeren unregelmäßigen Bänken“ die unterste Oxfordstufe vertreten und unter anderen *Perisphinctes* cf. *Wartae* Buk., *P. plicatilis* (Sow.) d'Orb. sp. einschließen; die Zone des *Peltoceras transversarium* ist dort ausgebildet in graulichen, schwach geschieferten Mergeln mit unregelmäßigen Linsen härteren, rauhen Mergelkalkes. Bei Saltendorf ist nach Gümbel die Basis des weißen Jura entwickelt[1]: „grauer mergeliger Kalk voll Rostflecken mit *Belemnites pressulus* (obere Lage), grob- und unregelmäßig oolithische, glaukonitische Kalkbank als unterste Malmschicht“.

Welche der beiden Stufen des unteren Oxford vertreten nun die bei Leonberg gefundenen Sedimentreste? Nach Ausbildung und Fossilinhalt der Schichten am Galgenberg könnten sie ebenso der unteren wie der oberen Abteilung des weißen Jura *α* zugerechnet werden; nach Analogie der anderen Lokalitäten vertreten sie den Horizont des *Peltoceras transversarium*. Dasselbe dürfte auch für die Verhältnisse am Brückelhof gelten. Daß für die unterste Malmstufe keine sicheren Belege gefunden wurden, hängt wohl mit der leichten Verwitterbarkeit und der geringen Mächtigkeit des Sediments zusammen; ferner muß dabei in Betracht gezogen werden, daß bei der Übereinstimmung, die die Schichten in manchen Punkten zeigen, eine Verwechslung des Gesteinsmaterials nicht ausgeschlossen werden darf.

Eine größere Ausdehnung nehmen diese Ablagerungen, die ich der Sicherheit halber mit „weißer Jura *α*“ bezeichne, nicht ein; sie lassen sich auch weniger scharf verfolgen. Die Mächtigkeit darf nach deren anderweitigen vertikalen Entwicklung mit 3—4 m angenommen werden.

Dogger.

Callovien.

Für das Callovien fanden sich am Kalvarienberg keine Belege. Bis zu gewissem Grad wäre dies durch die geringe

[1] Gümbel, Frankenjura. p. 334.

Mächtigkeit, die der oberste Dogger, speziell dessen Hochstufe, überall in Franken einnimmt, und die ein Auffinden unter bedecktem Gelände an sich schon schwierig macht, erklärlich; dazu kommt die lithologische Zusammensetzung der Sedimente des Callovien, wie sie an benachbarten Lokalitäten zu beobachten ist: Mergel, Sande, Tone, die verarbeitet und vermengt werden, bevor sie an die Oberfläche treten können. Nur glückliche Fossilfunde könnten, bei Verhältnissen wie sie hier herrschen, das Vorhandensein dieser Stufe konstatieren lassen. Auch für die Tiefstufe des Callovien, die Zone des *Macrocephalites macrocephalus*, fehlen Belege.

Es drängen sich hier die Fragen auf:

Gelangte das gesamte Callovien bei Leonberg überhaupt nicht zur Ablagerung, war also das Gebiet während der ganzen Epoche frei von Meeresbedeckung?

Oder war dies der Fall während einzelner Phasen dieser Periode?

Handelt es sich um lokalisierte Erosionserscheinungen, bei denen die weichen Sedimente, als die wenigst widerstandsfähigen, durch diese Kraft fortgeführt wurden?

Die erste Frage darf nicht in dem Sinne beantwortet werden, daß das ganze Gebiet während des gesamten Callovien überhaupt nicht inundiert gewesen wäre. Wir finden den obersten Dogger am Galgenberg in seiner gesamten Ausbildung, von der Zone des *Macrocephalites macrocephalus* bis zur Zone des *Peltoceras athleta.* Die Ablagerungen, wenn auch sicher nicht in allzu großer Entfernung einer Küste abgesetzt, gewähren doch keinerlei Anhaltspunkte, die auf unmittelbare Küstennähe, auf Litoral, hinweisen, wie solches bei der geringen Entfernung beider Örtlichkeiten in Anspruch genommen werden müßte. Die Vorkommnisse bei Saltendorf, wie sie Gümbel festlegt, lassen sich ebenfalls nicht in diesem Sinne deuten. Die Entwicklung des Callovien endlich am Brückelhof weist mit Sicherheit die Überflutung des Gebietes nach.

Schwieriger gestaltet sich der zweite Punkt. Hier ist zu berücksichtigen: Am Keilberg erscheint die Macrocephalenstufe als alleiniger Vertreter des Callovien und bildet am Tegernheimer Keller das Liegende des Malm. Am Galgenberg begegnen wir zwar, wie hervorgehoben, der Gesamt-

entwicklung des Callovien, doch erscheint es auffällig, daß von der reichen Fauna der Macrocephalenstufe des Keilbergs hier keine Spur vorhanden ist. Die Schichten erweisen sich als fossilleer. Bei Saltendorf finden wir den gesamten obersten Dogger zusammengeschrumpft auf eine Mächtigkeit von 0,4 m, wovon auf die härtere Tiefstufe 0,08 m fallen. Eine Trennung der Hochstufe läßt sich nicht mehr durchführen.

Was endlich den dritten Punkt betrifft, das Callovien könnte hier durch Erosion verschwunden sein, so ist nicht anzunehmen, daß die nach unten durch härtere Sedimente geschützten Glieder aus ihrem Verband heraus abgetragen sein sollten.

Den tatsächlichen Verhältnissen entsprechend erscheint mir die Annahme: Das Callovien gelangte am Kalvarienberg in einer nur geringen Mächtigkeit zum Absatz, hauptsächlich wohl in Form tonig- oder sandig-mergeliger Sedimente, harte Bänke dürften dabei eine untergeordnete Rolle spielen. Eine Analogie dieser Ausbildung findet sich bei Saltendorf. Die geringe Mächtigkeit, verbunden mit dem weichen, leicht vermengbaren Gesteinsmaterial, macht ein Auffinden dieser Schichten unter überdecktem Gelände unmöglich, oder läßt es von zufälligen Bedingungen abhängen.

Bathonien.

Zone der *Rhynchonella varians*, *Oppelia fusca*.

Graubraune bis gelbliche Mergelkalke mit wenig Oolith, mit harten, grauen Mergelkalkknollen, die zahlreiche kleine rostbraune Eisenoolithkörnchen einschließen, folgen — z. T. mit ihnen vergesellschaftet — auf die Kalke des unteren Oxford. Das reiche Gesteinsmaterial barg folgende Einschlüsse:

Oppelia aspidoides Opp. sp.
Quenstedt, Cephalopoden. Taf. 8 Fig. 9. p. 115 = ***Ammonites canaliculatus;*** Ammoniten. Taf. 75 Fig. 3. p. 636. ***Amm. fuscus.***

Pleurotomaria sp.
Pecten spatulatus Roem.
Terebratula württembergica Opp.
— *sphaeroidalis* Sow.
Rhynchonella varians Schloth.
Pentacrinitenbruchstücke.

Wie verhält sich zu der Fazies hier die Ausbildung der gleichen Stufe am benachbarten Galgenberg? Die den Jura dort einleitenden Sedimente bestehen[1] „aus gelbbraunen, sandigen Mergeln mit mehreren 10—30 cm mächtigen, härteren, kalkreichen, graugelben Bänken, welche in unregelmäßige Knollen zerfallen; die kalkreicheren Bänke führen spärlich eingestreute, meist stark zersetzte Brauneisenoolithkörner, in den unteren — also jüngeren — Lagen nimmt die Zahl der Oolithkörner zu". Vergleichen wir Handstücke der beiden Lokalitäten, so ergibt sich bei einigen eine Übereinstimmung, die eine petrographische Unterscheidung unmöglich macht; andere weisen in Farbe und Oolithgehalt kleinere unterscheidende Merkmale auf. Die Gesamtausbildung des Bathonien an beiden Lokalitäten liefert, soweit sich das an den Gesteinstrümmern beurteilen läßt, das gleiche Bild sowohl in petrographischer als in faunistischer Beziehung; die wenigen am Kalvarienberg gefundenen Formen kehren am Regenstaufer Galgenberg in den gleichen Typen wieder. Fast dieselben Verhältnisse herrschen am Keilberg, in der Schlucht nördlich des Tegernheimer Kellers. Während wir hier, wie am Galgenberg, annähernd die gleichen Sedimente und Fossileinschlüsse vor uns haben, wie bei Leonberg, weist das Profil bei Saltendorf wohl Übereinstimmung in der Gesteinsausbildung auf in *Parkinsonia württembergica* Opp. etc., dagegen treten in der Fauna neue Formen auf, indessen treffen wir auch dort die bei Leonberg gefundenen Arten.

Bajocien.

Zone der *Parkinsonia Parkinsoni.*

Als Beleg für das Vorhandensein dieser Zone fand ich einzelne sicher bestimmbare Bruchstücke von

Parkinsonia Parkinsoni Sow. sp.

Die Steinkerne dieser Art erweisen sich in petrographischer Hinsicht als gelbe bis gelbbraune, kalkig verfestigte Mergel mit zahlreichen großen, goldgelben Oolithkörnern. Letztgenannter Umstand läßt das Gestein leicht und sicher von den Sedimenten des Bathonien unterscheiden, wo die Bildung

[1] Pompeckj, Jura-Ablagerungen Regensburg—Regenstauf. p. 165.

von Oolith nach den mir vorliegenden Stücken auf kleine, rostige, meist zersetzte Brauneisenkörner beschränkt ist.

Die Tatsache des Vorkommens der Zone der *Parkinsonia Parkinsoni* in unserem Gebiet und deren Ausbildung als petrographisch selbständiger Horizont erachte ich für nicht uninteressant, da in den östlichen Juraschollen bisher der Nachweis ihres Vorhandenseins noch nicht erbracht worden ist. Am Keilberg waren zur Zeit der Untersuchungen durch v. Ammon und Pompeckj keine Aufschlüsse vorhanden, an Hand derer diese Zone hätte festgestellt werden können. Auch die fortwährende Bergung von Fossilien, um die sich Herr Dr. Brunhuber aus Regensburg für sein Heimatgebiet verdient macht, hat bis heute kein entsprechendes Resultat hier geliefert. Die Angaben Gümbel's, betreffs der Funde von *Belemnites giganteus* und *Parkinsonia Parkinsoni* am Keilberg, werden von Pompeckj als unsicher und wohl auf Verwechslung der Lokalität beruhend betrachtet. Diese Ansicht erscheint um so begründeter, als es trotz regen Sammelns in dieser Gegend nicht gelang, die gleichen Funde wieder zu machen.

Am Regenstaufer Galgenberg beginnen die noch vorhandenen Ablagerungen erst mit dem Bathonien. Die hier überlagernden älteren Schichten sind erodiert. Auf Grund der fast gleichen Ausbildung der Zone der *Rhynchonella varians* an dieser Lokalität und am Kalvarienberg, deren Entwicklung in gewisse Abhängigkeit von gleichen Untergrundsverhältnissen zu stellen ist, darf wohl angenommen werden, daß hier oberstes Bajocien einst vorhanden war, das aber, von keiner härteren Sedimentdecke geschützt, im Laufe jüngerer Perioden abgetragen wurde.

Zonen des *Stephanoceras Humphriesianum*, *Sphaeroceras Sauzei* und *Sonninia Sowerbyi*.

Unter dem Gesteinsmaterial fand ich nichts, was als zu obigen Ablagerungen gehörig angesprochen werden könnte. Berücksichtigt man, wie häufig diese Zonen in der Entwicklung des fränkischen Dogger Lücken bilden, z. B. in unmittelbarer Nähe bei Saltendorf, wo nach Gümbel in dem sonst kontinuierlichen Profil die Schichten mit *Parkinsonia Parkin-*

soni unmittelbar über dem Eisensandstein, Zone des *Harpoceras Murchisonae,* folgen, so darf man die genannten Horizonte auch bei Leonberg als tatsächlich fehlend betrachten. Dabei ergeben sich zwei Möglichkeiten: Die Gegend war während dieser Zeit überhaupt frei von Meeresbedeckung, oder sie war überflutet; die wohl kaum mächtigen Sedimentdecken waren indessen vor der Transgression des folgenden *Parkinsonia Parkinsoni*-Meeres, vielleicht durch dieses selbst, wieder aufgearbeitet worden.

Zone des *Harpoceras Murchisonae.* Eisensandstein.

Helle, gleichmäßig feinkörnige Sandsteine ohne Glaukonit, mit vereinzelten Eisenschwarten, treten auf den am weitest östlich gelegenen Feldern ziemlich häufig auf und weisen auf das Anstehen dieser Zone unter der Überdeckung hin. Die Oberflächenverbreitung der Sandsteine ist indessen zu gering, als daß es sich hier um die gesamte Ablagerung der Stufe des *Harpoceras Murchisonae* handeln könnte. Was man bei Leonberg heute an Eisensandstein findet, können nur Reste dieser bei Rappenbügl (kaum 3 km nördlich) so mächtigen Zone sein. Die Hauptmasse dürfte samt dem *Opalinus*-Ton der Erosion anheimgefallen sein, zu einer Zeit vielleicht, in der sich das zwischen dem Kalvarienberg und dem Hölzelberg[1] gelegene Tälchen ausmodellierte.

Damit erklärt sich auch das Fehlen der den Jura bisher begleitenden Keupersandsteine, die mit den unteren Doggergliedern dabei verschwanden.

Fassen wir die Resultate zusammen, so dürfen bei Leonberg folgende Ablagerungen als vorhanden angenommen werden:

Kreide: Regensburger Grünsandstein.
Jura: Malm: Zonen der *Oppelia tenuilobata,* des *Peltoceras bimammatum;* Weißer Jura α.
Dogger: Callovien; Zonen der ***Rhynchonella varians, Parkinsonia Parkinsoni, Harpoceras Murchisonae.***

Die Ablagerungen fallen mit 55—60° nach Westen ein, bei einem Streichen Nord—Süd.

---

[1] Bewaldeter Höhenzug östlich des Höhenpunktes 381 der G.-St.-Karte.

VI.[1] Jura bei Ibenthan.

Nördlich von Ibenthan, an dem Wege Leonberg—Station Haidhof, zwischen Höhenpunkt 399 der Generalstabskarte und dem Dorf, fand ich im Herbst 1903 dort angehäufte schwarze Tone, die nach verlässigen Angaben aus einem hier angelegten Schacht stammten; der Schacht war wieder eingeebnet worden. Die Zusammensetzung der Tone und ihr Fossilinhalt, ich fand darin *Belemnites Quenstedti* und *neumarktensis* Opp., weisen unzweifelhaft auf die Zugehörigkeit zur Zone des *Harpoceras opalinum*. Während am Kalvarienberg diese Schichten erodiert wurden, sind sie hier, ca. 10 m tiefer, der Erosion noch nicht ganz zum Opfer gefallen; von allen höheren Juragliedern, speziell von den massigen Bänken des Malm, ist bemerkenswerterweise nichts erhalten.

VII.[2] Juravorkommnisse bei Rappenbügl.

Angaben der geognostischen Karte von Bayern:

i_2 = Oberer grauer Mergel- und fleckige Kalke, untere Lagen mit *Ammonites tenuilobatus*.

d_{3-2} = Oberer Dogger: Eisenoolithkalke und Ornatentone, — Mittlerer Dogger: Eisensandstein mit *Ammonites Murchisonae*.

kp. = Bunter Keuper.

Gelegentlich der Anlage eines Weges zwischen Rappenbügl und Verrau (Streichen: Nord 45° Ost), mit Bahnunterführung an der Südspitze des kleinen Verrauer-Weihers, war durch die dortigen Jura-Ablagerungen ein vortreffliches Profil geschaffen worden. Leider waren zur Zeit meiner Aufnahme wertvolle Partien bereits vermauert oder überschüttet, die sich so der Beobachtung entziehen.

Trias.

Bunter Keupersandstein.

Kaolinhaltige, grobkörnige, ziemlich lose Sandsteine von schwacher Färbung bilden zum größten Teil den Untergrund der Ortschaft Rappenbügl. Ihre Lagerung ist nicht ersichtlich, da sie an dem natürlichen, durch die neue Weganlage geschaffenen Profil nicht mehr anstehen. Damit fehlt auch hier die Gelegenheit, den Kontakt zwischen Trias und Jura zu beobachten.

[1] Siehe Ziff. VI der Kartenskizze.

[2] Siehe Ziffer VII der Kartenskizze.

Jura.

Dogger.

Zone des *Harpoceras opalinum*. *Opalinus*-Tone.

In einer Mächtigkeit von ca. 20 m aufgeschlossen, stehen an der natürlichen Böschung zu beiden Seiten des neuen Weges dunkle, nach oben hellere, fette Tone an mit Einschlüssen härterer, kalkiger Knollen, ferner zahlreicher Schwefelkies-konkretionen und einzelner Gipskristalle. Gegen das Hangende, den Eisensandstein, stellen sich die gelben bezw. gelbbraunen Lagen ein, wie sie am Tegernheimer Keller (Keilberg bei Regensburg) und am Brückelhof gefunden wurden, hier indessen nur $\frac{1}{2}$—$\frac{3}{4}$ m mächtig und stark sandige Beimengungen aufweisend.

An Fossilien fanden sich, ausschließlich in den dunklen Tonen:

Belemnites neumarktensis Opp.

Leioceras opalinum Rein. sp.

Wohnkammerfragment eines großen Individuums mit anhaftender letzter Suturlinie.

In der Ausbildung der Zone läßt sich anderen, früher besprochenen Vorkommnissen gegenüber eine Veränderung nicht konstatieren. Die Tone fallen mit ca. 45° nach Westen ein, bei einem Streichen Nord—Süd.

Zone des *Harpoceras Murchisonae*. Eisensandstein.

Konkordant dem *Opalinus*-Ton aufliegend folgen feinkörnige, gelbliche bis braungelbe, bald lockere, bald stark verfestigte Sande bezw. Sandsteine. In den untersten Lagen noch etwas tonig, greift weiter eine rein sandige Entwicklung Platz, die in größter Gleichmäßigkeit sich über die gesamte Ausdehnung der Ablagerung erstreckt. Eisenanreicherungen in Form von dichten Schwarten, parallel der Fallrichtung eingelagert, stellen sich hauptsächlich in den mittleren und oberen Partien ein. Tiefer im Berg ist das Gestein derart verfestigt, daß es bei der Anlage des Weges geschossen werden mußte.

In seiner Oberflächenausdehnung erstreckt sich der Eisensandstein bis zur westlichen Bahnböschung, so daß seine Mächtigkeit, mit ca. 100 m geschätzt, nicht zu hoch bewertet ist.

Die folgenden Horizonte des Dogger und auch teilweise des Malm sind nicht mehr aufgeschlossen und, als an der Böschung gelegen, überschüttet. Ihr Vorhandensein bis zum unteren Oxford, wahrscheinlich sogar bis zur Zone des *Peltoceras bimammatum*, darf mit Sicherheit angenommen werden, in einer Ausdehnung und Entwicklung, wie sie für die entsprechenden Ablagerungen bei Leonberg festgelegt wurden; dafür sprechen die noch vorhandenen Reste des beim Wegbau ausgehobenen Gesteinsmaterials. An Fossilien fand sich, in schmutziggrauen Kalkmergelknollen eingeschlossen:

Perisphinctes Wartae Buk.

Malm.

Zone der *Oppelia tenuilobata.*

Nördlich des Verrauer-Weihers, auf dem isolierten Hügel (Höhenpunkt 390 der Generalstabskarte), ist ein kleiner Steinbruch auf Malmkalke angelegt. Die dichten, gelblichweißen Kalke mit splitterigem Bruch, voll Hornsteinen, dürfen ihrem petrographischen Habitus nach zu obiger Zone gerechnet werden.

Eine Messung der Lagerungsverhältnisse hier ist nicht möglich; das Gestein ist außerordentlich zerklüftet und zerbrochen und besteht nur aus größeren oder kleineren, wirr durcheinanderliegenden Blöcken, zwischen die sich ein roter Kluftlehm eingelagert hat.

Die Zone dieser Kalke läßt sich von dem Hügel aus noch ca. 300 m nach Norden verfolgen in Form reicher Brocken auf den Feldern, die weiterhin unter feuchten moorigen Wiesen verschwinden.

An älteren Ablagerungen sind demnach heute bei Rappenbügl aufgeschlossen[1]:

[1] Bei späterer Begehung fand ich an dem letzten, rechts des neuen Weges stehenden Hause — am Kreuzungspunkte der alten mit der neuen Straße — in einem die neue Weganlage begleitenden Graben einen kleinen Ausbiß von lichtem, mäßig verfestigtem, feinkörnigem Sandstein. Die Lagerungsverhältnisse dieses Sandsteins gegenüber *Opalinus*-Ton und Eisensandstein ließen sich nicht feststellen. Der anstoßende, künstlich aufgeschüttete Straßenkörper, sowie der darauf aufgesetzte, zu dem benachbarten Anwesen gehörende Zaun verhinderten leider Grabungen, welche allein Aufschluß hätten geben können, ob dieser Sandstein hier anstehend

Trias: Keupersandstein.
Jura: Dogger: Zone des *Harpoceras opalinum, H. Murchisonae.*
Malm: Zone der *Oppelia tenuilobata.*

Die zwischen dem Eisensandstein und den Splitterkalken liegenden Horizonte sind nicht aufgeschlossen; ihr Vorhandensein, unter gleichen Verhältnissen wie bei Leonberg, darf angenommen werden.

Übersicht der Trias- und Jura-Ablagerungen am Westrand des Bayrischen Waldes zwischen Regenstauf und Rappenbügl.

Fassen wir im folgenden die Ablagerungen der Trias und des Jura nebst deren Ausbildung in unserem Gebiet zusammen.

I. Ablagerungen der Trias.

Keupersandstein.

Helle, kaolinhaltige, grobe Sandsteine von stark wechselnder Korngröße, meist locker verbunden oder in Kies zerfallend; stellenweise von roter Färbung und etwas tonig. Der Keuper dürfte für die folgenden Schichten das unmittelbar Liegende bilden.

II. Ablagerungen des Jura.

Sedimente des unteren Jura, des Lias, lassen sich in dem in Frage kommenden Gebiet nirgends sicher konstatieren. Bei der allgemeinen Hebung, welche die Schichten hier am äußersten Westrand des Urgebirges erfahren haben, gelegentlich des Abbruches der ausgedehnten westlichen Juraplatte, müßten natürlich wohl auch die Absätze des Lias diese Aufrichtung bezw. Überkippung mitgemacht haben, d. h. sie müßten wohl irgendwo zutage treten, oder ihre Spuren müßten sich wenigstens unter überdecktem Gelände beobachten lassen. Mit der Tätigkeit der Erosion läßt sich ihr Fehlen von Regenstauf

ist und in welchen Beziehungen er zu dem übrigen Schichtenverband steht. Seiner Lage nach zwischen Keuper und unterem Dogger wäre es das nächstliegende, an Lias zu denken, und zwar an Angulatensandstein. Es würde dieser Punkt dann das südwestlich weitest vorgeschobene Vorkommnis des Liasgebietes der Bodenwöhrer Bucht repräsentieren.

bis Leonberg kaum erklären. Wo für die weichen Sedimente des unteren Dogger, für Tone und Sande, stellenweise die Möglichkeit gegeben war, sich zu erhalten, müßte diese in erhöhtem Maße vorhanden sein für die wesentlich widerstandsfähigeren Ablagerungen des Lias. Es liegt darum begründete Annahme vor, daß das Gebiet zur Liaszeit frei von Meeresbedeckung war. Die Annahme einer „Regenstaufer Halbinsel“, welche im NO. von der Bodenwöhrerbucht des Liasmeeres begrenzt war, besteht zu Recht.

In der unmittelbar folgenden Periode ändern sich die Verhältnisse: das Meer transgrediert und überflutet die Halbinsel. Mit dieser Epoche setzen unsere Jura-Ablagerungen ein.

Die fetten, schwefelkiesreichen Tone der nun folgenden Zone des ***Harpoceras opalinum*** sind Gesteine, wie sie im allgemeinen nicht als die Absätze eines transgredierenden Meeres betrachtet werden.

Dazu muß aber bemerkt werden:

1. Wir kennen in unserem Gebiete nicht die gesamte Ausbildung der *Opalinus*-Tone; nur die oberen bezw. mittleren Sedimente sind der Beobachtung zugänglich, wie dies in den Schächten am Brückelhof und an dem Profil bei Rappenbügl ersichtlich.
2. Bei der „Ingression“ eines Meeres über flache Landgebiete können tonige Sedimente gebildet werden, ohne daß dabei auch die üblichen grobklastischen Transgressionsgesteine entstehen.

Ein Analogon zu Letztgesagtem bietet aus dem Frankenjura der benachbarte Keilberg bei Regensburg. Hier in dem öfter zitierten Irlbacher-Bruch finden sich die bunten tonigen Gesteine der Amaltheenzone unmittelbar über den Arietensandsteinen liegend. Die Absätze der Hochstufe des unteren und die der Tiefstufe des mittleren Lias fehlen.

Es muß also für diese Epochen eine Festlandsperiode für das Keilberg-Gebiet in Anspruch genommen werden: trotzdem schuf das in der Folgezeit transgredierende (ingredierende) Amaltheenmeer nur tonige, nicht aber grobklastische Sedimente.

Dogger.

Bajocien.

Zone des *Harpoceras opalinum.* *Opalinus*-Tone.

Meist dunkle, schwarze bis blaugraue, fette Tone mit einzelnen kalkigen Knollen; ausgezeichnet durch das Vorkommen von goldglänzenden Schwefelkieskonkretionen und die Bildung von Gipskristallen (Marienglas). Die oberen Lagen bilden gelbe bis braungelbe, fettig glänzende Tone von wechselnder vertikaler Ausdehnung. An Fossilien kommen vor:

Leioceras opalinum Rein. sp. — *Belemnites Quenstedti* Opp.
— *opalinum costosum* Quenst. sp. — — *neumarktensis* Opp.

Beobachtet bei Brückelhof, Ibenthan, Rappenbügl.

Zone des *Harpoceras Murchisonae.* Eisensandstein.

Hellgelbe bis hellbraune, in den untersten Lagen etwas tonige Sandsteine von durchgehend gleichmäßig feinem Korn, bald fest verkittet, bald lose verbunden oder sandig zerfallend, mit Einschlüssen dunkler, dichter Eisenschwarten. Von allen Jurahorizonten unseres Gebietes weist dieser bei weitem die größte Mächtigkeit auf. Beobachtet bei Brückelhof, Leonberg, Rappenbügl.

Zonen der *Sonninia Sowerbyi,* des *Sphaeroceras Sauzei* und des *Stephanoceras Humphriesianum.*

Die Gruppe dieser Ablagerungen darf als fehlend, d. h. als nicht zum Absatz gekommen angesehen werden, da an keiner der studierten Lokalitäten ein dieser Zone zuzustellendes Gestein gefunden wurde.

Zone der *Parkinsonia Parkinsoni.*

Gelblich braune, kalkig verfestigte Mergel mit zahlreichen großen goldgelben Oolithkörnern.

Parkinsonia Parkinsoni Sow. sp.

Beobachtet bei Leonberg, Rappenbügl (?).

Bathonien.

Zonen der *Oppelia fusca, aspidoides; Rhynchonella varians.*

Braune bis dunkelgelbe Mergel mit festeren Partien grauen Mergelkalkes, voll von kleinen rostbraunen Eisenoolithkörnchen. Fossilinhalt:

Oppelia fusca Opp.
Pleurotomaria sp.
Pecten spatulatus Roem.
Terebratula württembergica Opp.
Terebratula sphaeroidalis Sow.
Rhynchonella varians Schloth.
Pentacrinus sp.

Beobachtet bei Leonberg, Rappenbügl (?).

Callovien.

Zonen des *Macrocephalites macrocephalus* und der *Reineckia anceps.*

Als Absätze des Callovien kommen in Betracht gelbe, tonige, oolithische Mergel mit einer dunklen, außerordentlich glaukonitreichen Mergelschicht (Glaukonitsand). Die Durchführung einer Gliederung des Callovien ist unter den gegebenen Verhältnissen nicht möglich. Beobachtet bei Brückelhof, Leonberg (?), Rappenbügl (?).

Malm.

Oxford.

Zonen des *Aspidoceras biarmatum* und *Peltoceras transversarium* als Weißer Jura *α*.

Grünlich- bis schmutziggraue, ziemlich weiche Kalkmergel und graue, etwas festere, blätterige Kalke mit Rostflecken.

Perisphinctes Wartae Buk.
— cf. *Wartae* Buk.
Perisphinctes cf. *plicatilis* Sow. sp.
Cardioceras alternans Buch sp.

Beobachtet bei Brückelhof, Leonberg, Rappenbügl.

Coralrag.

Zone des *Peltoceras bimammatum.* Werkkalk.

Graue bis blaugraue, ziemlich dichte Kalke von Oolithstruktur mit regelmäßigem, großmuscheligem Bruch von rauher Oberfläche. Beobachtet bei Leonberg, Rappenbügl (?).

Kimmeridge[1].

Zone der *Oppelia tenuilobata.* Splitterkalk.

Bankige, gelblichweiße bis graugelbe Kalke von großer Dichte, undeutlich oolithisch, von unregelmäßig splitterigem oder kleinmuscheligem Bruch mit meist rauher, seltener glatter Oberfläche; ausgezeichnet durch in Lagen angeordnete dunkle Hornsteinknollen von oft bizarrer Form.

Perisphinctes Lothari Opp. sp.
— *inconditus* Font.
— cf. *effrenatus* Font.
Aspidoceras sp.
Aptychus laevis Mey.
Belemnites hastatus Blain.
Terebratula Zieteni Loriol.

Beobachtet bei Neuhaus, Hagenau, Hirmersberg, Leonberg, Rappenbügl. Höhere Stufen des weißen Jura lassen sich auf der Ostseite mit Sicherheit nicht nachweisen.

II. Aufschlüsse im Jura westlich der Schollenzone Neuhaus—Rappenbügl.

Um den Zusammenhang mit der Stratigraphie und der Tektonik des Ostens festzustellen, wenden wir uns zur Untersuchung des Jura westlich der isolierten Schollen, als zu den Ablagerungen, die mit der ausgedehnten fränkischen Juraplatte im innigen Zusammenhang stehend angesehen werden müssen, wenn sie auch unter den jüngeren Sedimenten der Kreide und des Tertiär zum größten Teil verdeckt liegen und dadurch als oberflächlich isolierte Schollen erscheinen. Die Jura-Absätze, die sich zwischen Regensburg, Burglengenfeld und Saltendorf ausdehnen, bilden die östlichsten Ausläufer dieser Platte.

Die zahlreichen kleinen, über den kgl. Forst Rafa und Sauforst zerstreuten Juravorkommnisse — ich zähle ca. 105, tatsächlich dürfte die Zahl noch höher sein — gewähren zur Lösung der stratigraphischen, tektonischen und faunistischen Fragen am Ostrand keinen Beitrag, da sie keinerlei in diesem Sinne verwertbares Vergleichsmaterial lieferten.

Aufgabe ist es darum, hier Aufschlüsse zu finden, die sich in der angedeuteten Weise verwenden lassen. Da durchgehende, mehrere Horizonte umfassende Profile kaum

[1] Betreffs Verteilung der p. 501—505 aufgeführten Horizonte auf die verschiedenen Lokalitäten soll die p. 539 stehende Tabelle die Übersicht erleichtern.

vorhanden sind, muß der stratigraphische Inhalt der westlichen Jura-Ablagerungen an unzweideutig fixierten Lokalitäten gewissermaßen zusammen getragen und so das notwendige Vergleichsmaterial geschaffen werden. Im nachfolgenden finden diese Lokalitäten ihre Besprechung[1].

1. Jura an der Bahnbrücke des Weges Ponholz—Eichelberg.

Etwa 50 m südlich der Bahnbrücke des Weges Ponholz—Eichelberg bietet sich an dem Bahnkörper, auf der Westseite des Schienenstranges, die einzige Gelegenheit für unser Gebiet, den Kontakt der überlagernden Kreide mit dem Jura zu beobachten. Unter der Planie stehen in dem die Bahn begleitenden Graben Malmkalke 30—40 cm über der Oberfläche an und lassen sich ca. 20 m weit verfolgen.

Petrographisch handelt es sich um gelblichweiße, dichte Kalke mit unregelmäßigem, splitterigem Bruch, der keine Glanzflächen aufweist. Zahlreich finden sich Kalkspateinsprenglinge im Gestein. Bei vorgeschrittener Verwitterung nehmen die Kalke ein sandiges, körniges Aussehen an.

Die Oberfläche der Ablagerungen ist fast horizontal abgeschnitten, mit ganz schwacher Neigung gegen Süden, der überlagernden Kreide konkordant.

In Gümbel's Karte sind diese Schichten als i_3-Frankendolomit mit *Rhynchonella inconstans* eingezeichnet und wird dabei der Zug auf der Westseite der Bahn nach Norden fortgesetzt, während tatsächlich weiterhin klotzige, verrußte Kreidefelsen zu beiden Seiten des Schienenstranges das Anstehende bilden: feinkörnige, durch zahlreichen Glaukonit grünlich gefärbte Sandsteine, außen leicht verwitternd, nach innen fest verbunden und widerstandsfähig, mit häufigem Vorkommen von *Exogyra columba* Lmk. (Regensburger Grünsandstein). Nach der Karte läge demnach hier die Kreide über den Schichten mit *Rhynchonella inconstans*.

Da ich in dem wenig mächtigen Anstehenden des Jura Fossilien nicht fand, kann eine sichere Altersbestimmung des Malm nicht gegeben werden. Dem petrographischen Habitus

[1] Ich verwende, gegenüber den Ostschollen, hier zur Aufzählung die arabischen Ziffern, unter welchen die Vorkommnisse in beigegebener Karte eingetragen sind.

nach könnten die Kalke auch der Tenuilobatenzone zugerechnet werden; an dem später zu besprechenden Vorkommnis dieser Zone, beim Gangelberg, finden sich einzelne Partien, welche die vollkommen gleiche Ausbildung des Gesteins und dieselben eigentümlichen Verwitterungserscheinungen zeigen. Auch die Niveau- und Lagerungsverhältnisse (Gangelberg Höhe 372 bezw. 364 — hier 368) würden dieser Möglichkeit nicht widersprechen.

Die für die östlichen Schollen wichtige Frage, auf welchem Malmhorizont liegt, bezw. kann die Kreide aufliegen, findet hier keinen definitiven Entscheid.

2. Jura am Gangelberg bei der Ziegelhütte, SW. von Pirkensee.

Südwestlich von Pirkensee erhebt sich als vollkommen isolierte Kuppe, mit fast gleichem Abfall nach allen Seiten, der Gangelberg, Höhenpunkt 372 der Generalstabskarte.

Auf dem Scheitel desselben ist ein Steinbruch mit senkrecht abgebauten Wänden angelegt, von bedeutender Ausdehnung (Länge 40 m, Breite 20 m), nach Osten offen. Dieser prächtige, 8,5 m tiefe Aufschluß bietet günstigste Beobachtungsgelegenheit und reiche paläontologische Ausbeute.

In dem nordöstlichen Teil des Bruches läßt sich an der senkrechten Wand folgende Gliederung aufstellen:

Die Basis, ca. 1 m, bildet eine graue bis gelblichweiße Kalkbank von zuckerkornartigem, fast dolomitischem Habitus. Einzelne unregelmäßig begrenzte größere und kleinere Partien in dieser Bank sind dicht, mehr splitterig brechend und entbehren des dolomitischen Aussehens. Bei vorgeschrittener Verwitterung läßt sich das sonst äußerst widerstandsfähige Gestein leicht zerschlagen und zerfällt dabei in erdigsandige Trümmer, in denen sich einzelne rein kalkige Partien mit glattem Bruch erhalten. Zahlreiche Hornsteine zeichnen die Ablagerungen aus.

Darüber folgen, 6 m mächtig, regelmäßig gebankte Kalke, durchzogen von Schnüren bizarr geformter Hornsteinknollen, teilweise bereits verwittert, Kalke von großer Dichte, heller, meist weißer oder gelblichgrauer Farbe, in einzelnen Partien von deutlicher, dann wieder weniger deutlicher Großoolith-

struktur. Der Bruch ist unregelmäßig, splitterig bis kleinmuschelig, von wechselnd rauher Oberfläche. In den mittleren Lagen lassen sich in horizontaler Ausdehnung Drucksuturen mit Stylolithen beobachten.

Auf der Ostseite des Bruches, deren tiefere Partien durch Halden verschüttet sind, treten in der Höhe der dichten Kalke von der Nordostseite Kalke auf, die in ihrer Ausbildung wieder ganz dem erdigkörnigen Gestein von der Basis der Nordostwand entsprechen; an einigen Stellen weisen sie Kalksinterüberzug auf.

Die dieser teilweise verschütteten Seite gegenüberliegende Wand zeigt in ihrer gesamten Mächtigkeit gleichmäßig die dichte Ausbildung der Kalke, obgleich ihre tiefen Lagen in gleicher Höhe liegen mit der Basis der Nordostwand.

Im westlichen Teil des Bruches läßt sich eine petrographische Gliederung ebenfalls nicht durchführen: es treten hier nur die dichten Kalke auf.

Ich ziehe aus dem wechselnden Aussehen des Gesteins an den verschiedenen Seiten in gleichem Niveau, aus der Wiederkehr des Habitus der tieferen Lagen in den höheren Schichten den Schluß, daß es sich hier nicht um fazielle Verschiedenheiten handeln kann; es herrscht vielmehr in den Kalken einheitliche Ausbildung, die Mannigfaltigkeit des Aussehens wird lediglich bewirkt durch den Grad der Verwitterung. Diese findet an den verschiedenen Seiten des Bruches, vielleicht unter meteorologischen Einflüssen, verschieden günstige Bedingungen, und so erklärt sich die scheinbar faziell verschiedene Ausbildung des Gesteins (erwähnt sei: Der Bruch ist seit Jahrzehnten offen und der Betrieb wurde in längeren Zeiträumen verschiedentlich unterbrochen). An einigen größeren Blöcken, die an der Ostseite aufgehäuft sind, läßt sich die Verwitterung in den einzelnen Stadien trefflich studieren; bei demselben Block finden wir im Kern harten dichten Kalk, mehr an der Oberfläche die erdig-zuckerkörnige Verwitterungskruste.

Der reiche Fossilinhalt verteilt sich ohne Regelmäßigkeit über die gesamte Mächtigkeit. In den oberen und unteren Lagen, in den erdigen und dichten Partien, überall finden sich die gleichen Formen wieder. Naturgemäß ist an den

senkrechten Wänden des Anstehenden die Fossilausbeute eine geringe, der Erhaltungszustand ist schlecht; immerhin fanden sich genügend Formen zum Vergleich der teilweise vorzüglich erhaltenen Fauna, die in den gebrochenen Blöcken gesammelt werden konnte. Dabei war jederzeit die Möglichkeit gegeben, das Muttergestein des Fossils im Anstehenden wieder zu finden.

Nur der großen Menge des seit Jahren angehäuften, gebrochenen Materials und der meist weit vorgeschrittenen Verwitterung desselben ist es zuzuschreiben, daß hier die verhältnismäßig reiche Fossilausbeute gewonnen wurde, die an anderen Stellen, bei frischem Gestein, nicht hätte erzielt werden können. Es fanden sich:

Oppelia tenuilobata Opp. sp.

Oppel, Paläontolog. Mitteil. Taf. 50 Fig. 1. p. 99. Die Abstände zwischen den Flankenrippen sind bei meinem Fund etwas enger, so daß zehn bis elf auf einen Umgang kommen gegenüber sieben auf dem Oppel'schen Original.

Oppelia Frotho Opp. sp.

Oppelien aus der Gruppe *Ammonites pictus* Qu.

Die stark angewitterten Flanken lassen eine Ornamentik nicht mehr erkennen, der gezähnte Kiel ist stellenweise erhalten.

Perisphinctes colubrinus (non Rein.) sp. Loriol.

Loriol, Zone à *Ammonites tenuilobatus* de Baden. Taf. 6 Fig. 3a. p. 54. Siemiradzki, Palaeotographica. **45**. p. 147, trennt diese Form von *Perisphinctes colubrinus* Rein. sp. und stellt sie als *Per. bifurcatus* Qu. sp. verwandt hin.

Perisphinctes lictor Font.

— *inconditus* Font.

Fontannes, Calcaires du Château de Crussol. Taf. 10 Fig. 10. p. 69.

Perisphinctes effrenatus Font. Var. B.

Dumortier et Fontannes, Zone à *Ammonites tenuilobatus* de Crussol. Taf. 14 Fig. 1. p. 93.

Perisphincten aus der Gruppe *Ammonites Lothari* Opp.

Perisphinctes rhodanicus Dum.

Riaz, Oxfordien supérieur de Trept. Taf. 11 Fig. 2. p. 21.

Perisphinctes crussoliensis (Font.) Loriol sp.

Fontannes, Zone à *Ammonites tenuilobatus* de Crussol. p. 60. Loriol, Zone à *Amm. tenuilobatus* de Baden. Taf. 5 Fig. 8. p. 53. Fontannes' Beschreibung der Var. β von *Perisphinctes crussoliensis* läßt sich wohl auf die von Loriol gegebene, oben zitierte Figur beziehen. Trotz der Zustimmung, die

Loriol bei der Interpretation der Form vom Autor der Art erfahren hat, trennt Siemiradzki die Var. β und macht daraus eine neue Spezies, *Perisphinctes acerrimus* Siem. (Palaeontographica. 45. p. 286—287).

Perisphinctes sp. aus der Gruppe *Ammonites divisus* Lang.

Durchmesser	1	(105 mm)
Nabelweite	0,49	
Höhe des letzten Umgangs	0,28	
Dicke	0,29	

Diese Form, aus denselben Lagen stammend wie *Perisphinctes crussoliensis* Font., zeigt bei gewissen Analogien mit jener doch wesentliche Unterschiede genug, um von ihr getrennt zu werden. Gemeinsam haben beide die besonders engstehenden Rippen der inneren Windungen, doch erscheint bei unserer Art der Übergang in die gröbere, weiterstehende Berippung weniger unvermittelt; die Abstände der Rippen erweitern sich vielmehr allmählich, wobei diese selbst an Höhe und Stärke zunehmen. Anfangs sind die Rippen meist zweigeteilt, doch findet, noch auf den gekammerten Umgängen, später eine regelmäßig wiederkehrende Dreiteilung statt, wobei die Gabelungsstellen, die bei den älteren Umgängen etwa auf dem letzten Drittel der Flanke liegen, allmählich tiefer gegen die Mitte rücken, etwa wie bei *P. acer* Neumayr.

Auch bezüglich der stark erhöhten Hauptrippen herrscht eine gewisse Ähnlichkeit beider Formen; indessen liegt der Kulminationspunkt der Rippen hier nicht in der Region der Nabelkante, wie bei *P. acer*, sondern mehr auf der Mitte der Flanken; auch die Gabelungsstellen der Rippen rücken, wenn sie sich auch nach unten verlagern, doch niemals so tief an den Nabel, daß die Berippung *Olcostephanus*-artig wird, wie Siemiradzki angibt. Der Querschnitt unterscheidet sich gleichfalls von *P. acer*; anfangs nierenförmig, breit und nieder, nimmt er im weiteren Verlauf an Höhe rasch zu, so daß beim letzten Umgang Höhe und Breite des Querschnitts fast gleich groß wird.

Die Externseite zeigt niemals gerundete K a n t e n, wie bei *P. acer*, sondern stellt eine regelmäßige Wölbung dar. Die Lobenlinie stimmt mit genannter Form dagegen wieder gut überein.

Aspidoceras acanthicum Opp. sp.

Olcostephanus stephanoides Opp. sp.

Oppel. Paläontol. Mitteil. Taf. 66 Fig. 4—5. p. 237.

M a ß e:

Durchmesser	1	(22 mm)
Nabelweite	0,36	
Höhe des letzten Umgangs	0,36	
Dicke	0,61	

Bei einem Durchmesser von 22 mm zählt man über der Nabelkante 14 zu Spitzen ausgezogene, rasch an Größe zunehmende Knoten. Von ihnen gehen Bündel von anfangs meist vier Rippen aus, die auf der Mitte der Externseite bei den inneren Umgängen etwas verwischen. Im weiteren Verlauf der Windungen nehmen die Externrippen an Schärfe zu, sind dreigebündelt, um auf der Wohnkammer nur mehr zu dichotomieren. Einschnürungen sind nicht vorhanden.

Das mir vorliegende Original Oppel's zu Taf. 66 Fig. 5 a, b, c zeigt bei einem Durchmesser von 21 mm noch keine Wohnkammer; Nabelrippen bezw. -knoten sind 13 vorhanden, die — es ist das auf der Abbildung nicht gut sichtbar — sich regelmäßig in Bündel von vier nicht sehr starken Externrippen teilen; nur von den zwei letzten Knoten gehen dreigebündelte Rippen aus.

Aptychus laevis Mey.
— *lamellosus.*
Nautilus sp.
Belemnites hastatus Blain.
Pleurotomaria clathrata (Münst.) Goldf. sp.
— *sublineata* (Münst.) d'Orb. sp.
Pecten subtextorius Münst.
— *(Plesiopecten) subspinosus* Schloth.
Ctenostreon sp.
Hinnites aff. *velatus* Lmk.
Ostrea (Alectryonia) rastellaris Münst.
Modiola sp.
Goniomya ornata (Münst.) Goldf. sp.

Goldfuss, Petrefacta Germaniae. Taf. 154 Fig. 12. p. 264. Aus der Münchner Sammlung liegt mir das Original von *Goniomya (Lysianassa) ornata* Münst. zu der Goldfuss'schen Abbildung vor, das Steinkernfragment einer rechten Schale.

Von dem Wirbel aus zieht schräg nach abwärts ein Band paralleler, horizontal gelagerter Rippen, die nach unten an Stärke und Länge zunehmen. Von beiden Enden der Rippen aus laufen im stumpfen Winkel solche nach oben, die sich ungleich zueinander verhalten. Während nämlich die Rippen in der Region des Wirbels und die nahe der Unterseite der Schale ziemlich gerade oder nur wenig gebogen nach oben laufen, zeichnen sich die dazwischen liegenden, ca. 3—4, durch ausgeprägt sichel- oder wellenförmigen Schwung aus. Auf der Vorderseite tritt diese Erscheinung besonders charakteristisch auf.

Alle diese Details der Ornamentik auf dem Originalstück fand ich in absolut gleicher Wiedergabe auf meinem etwas kleineren Exemplar dieser im Frankenjura seltenen Art.

Bei dem GOLDFUSS'schen Original ist der Hinterrand der Schale abgebrochen und GOLDFUSS glaubt, diesen im Sinne von *Goniomya rhombifera* (Fig. 11 derselben Tafel) ergänzen zu müssen. Meine Form, die mit der abgebildeten sicher identisch ist, zeigt dagegen nicht den abgestutzten Flügel der *G. rhombifera*, vielmehr ist der Hinterrand lang ausgezogen, so wie ihn schon QUENSTEDT richtig abbildet.

Pholadomya acuminata HARTM.
— *canaliculata* ROEM.
Terebratula Zieteni LORIOL sp.

LORIOL, Zone à *Ammonites tenuilobatus* de Baden. Taf. 23 Fig. 8—12. p. 168, syn. *Terebratula bisuffarcinata* ZIET. (non SCHLOTH.). ZIETEN, Versteinerungen Württembergs. Taf. 40 Fig. 3. p. 54.

Waldheimia Moeschi MAYER.
Stomechinus perlatus DESOR.
Holectypus corallinus D'ORB.
Cidaris coronata GOLDF. (Stacheln).
Rhabdocidaris maxima MÜNST. (Stachel).
Schwämme in großer Zahl.

An der Westseite des Bruches finden sich in zwei Schloten, einem breiten, undeutlich begrenzten, und einem schmalen, scharf markierten Einbrüche von Kreide: ziemlich feine, meist locker verfestigte Sandsteine und lose Sande mit außerordentlich starker Anreicherung an dunkelgrünen Glaukonitkörnchen und Einschlüssen von

Exogyra columba LMK.
Janira (Vola) aequicostata LMK.
Pecten asper LMK.

Daß es sich dabei um primäre Ablagerungen des Regensburger Grünsandsteins handelt, um Absätze des Kreidemeeres, die in etwa zu präcenomaner Zeit entstandenen Löchern der Juradecke zur Sedimentation gelangten, erscheint mir unwahrscheinlich. Schichtung läßt sich in den Schloten nirgendwo konstatieren; vor allem spricht dagegen der Umstand, daß feste Blöcke in losen Sanden eingebettet liegen.

Vielmehr handelt es sich nach meinem Dafürhalten um postcretaceische Einbruchslöcher, welche durch nachstürzendes oder eingeschwemmtes, bereits verfestigtes Grünsandgestein ausgefüllt wurden.

Aus dem Vorkommen dieser Ausfüllungen ergibt sich, daß am Gangelberg das Cenomanmeer über die Kalke der Tenui-

lobatenzone transgredierte, wenn wir auch heute Ablagerungen der Kreide, außer den Resten in den Klüften, anstehend hier nicht mehr finden. Sie wurden in späterer Zeit, im Tertiär, oder in noch jüngeren Epochen, da sie wenig widerstandsfähig sind, erodiert, während die harten Malmkalke der Erosionstätigkeit länger widerstanden. Wären mit der Kreide auch höhere Horizonte des weißen Jura abgeschwemmt worden, d. h. wäre das Kreidemeer über höheres Kimmeridge transgrediert, so müßten wir Trümmer dieses Jurasediments zusammen mit Kreide in den Schloten finden, da bei dem Einbruch der überlagernden Cenomandecke der höhere Malmhorizont mit durchbrochen wäre.

Tatsächlich finden wir nicht die geringste Spur irgend eines Gesteins, welches sich als jüngerer Jurakalk deuten ließe.

Zweifellos lagerte hier also das transgredierende Cenomanmeer seine Sedimente auf Kalken der Tenuilobatenzone ab.

In der geognostischen Karte ist auf der Höhe des Gangelberges noch eingetragen: i_8 = Frankendolomit mit *Rhynchonella inconstans*. Es wird demnach hier dieser Horizont als Unterlage für die Kreide angenommen. (Ein Eintrag von Cenoman ist nicht auf der Karte.) Wäre dies richtig, so müßte, wie dargetan, Frankendolomit bezw. dessen Äquivalente sich in den Einbruchsklüften finden, auch müßte er anstehend konstatiert werden können. Nun liegt aber am Gangelberg die Tenuilobatenzone bezw. der Bruch auf dem höchsten Niveau der Kuppe, zumindest aber in gleicher Höhe mit den kleinen Felsköpfen, die westlich und nördlich über den Grasboden hervorragen, die also — bei der herrschenden horizontalen Lagerung — notwendig zu den gleichen Schichten, die in dem Bruch ausstreichen, gehören müssen.

Allerdings zeigen diese verwitterten Felsen einen zuckerkörnigen Bruch und eine Farbe, die eine gewisse Ähnlichkeit mit der üblichen Ausbildung des Frankendolomits besitzt. Genau dasselbe Gestein finden wir aber auch in den tieferen Lagen des Bruches selbst, und auf dem Nordabhang, am Fuße des Hügels, kommt es verschiedene Male ausstreichend zutage.

Der Eintrag von i_8 dürfte sich demnach auf die irrtümliche Deutung des dolomitähnlichen Gesteins zurückführen

lassen, in dem ich, erklärt durch die längere Zeit, die ich der Lokalität widmen konnte, die obengenannten sicheren Fossilien der Tenuilobatenzone fand.

3. Jura am Bahnkörper NO. von Pirkensee.

Zone der *Oppelia tenuilobata.*

Im gleichen Niveau mit dem Jura am Gangelberg stehen an der natürlichen Bahnböschung, südlich und nördlich der Brücke, Kalke der Tenuilobatenzone an, in kleineren Brüchen aufgeschlossen.

Eine Messung der Lagerungsverhältnisse ergibt:

Streichen: Nord 30° West.

Fallen: ca. 10° Südsüdwest.

Der petrographische Habitus des Gesteins ist der gleiche wie der der festen Partien am Gangelberg; die Farbe mehr gelblichweiß. Unter den Fossilien finden wir dieselben Arten wieder, wie an voriger Lokalität:

Oppelia aus der Gruppe *Ammonites pictus* Quenst.
Perisphinctes inconditus Font.
Aptychus laevis Mey.
Belemnites hastatus Blain.
Ostrea (Alectryonia) rastellaris Münst.
Pecten (Plesiopecten) subspinosus Schloth.
Terebratula Zieteni Loriol sp.
Cidaris coronata Goldf. (Stacheln).
Holectypus corallinus d'Orb.
Schwammreste.

Bemerkenswerterweise findet sich auch hier ein Einbruch der Kreide in Tenuilobatenkalken, für den wohl gleichfalls — es kehren dieselben Erscheinungen wieder wie am Gangelberg — sekundäre Lagerung in Anspruch genommen werden muß.

Die Horizontbestimmung der Kalke deckt sich mit dem Eintrag der Karte.

Die Jurakuppe 1 km nördlich von Pirkensee, zwischen den drei Weihern, läßt sich für unsere Zwecke nicht verwenden. Der dort eingetragene Aufschluß ist größtenteils verfallen und überwachsen und liefert kein Profil mehr, das zu einem Vergleich herangezogen werden könnte. Erst der nächstfolgende Aufschluß bietet wieder Wichtigeres.

4. Jura zwischen dem Weg Almhof—Steinhof und der Burglengenfelder Straße.

Zone der *Oppelia tenuilobata.*

An der Westseite des Fußweges vom Almhof nach dem Steinhof, kurz vor dessen Einmündung in die Chaussee, finden sich Gesteine dieser Zone in einem alten Bruch auf dem kleinen Hügel SW. des Höhenpunktes 381 der Generalstabskarte aufgeschlossen, mit Lagerung:

Streichen: Nord—Süd.
Fallen: ca. 40° Ost.

Die Ausbildung der Kalke hier weicht in gewisser Beziehung von der an anderen Lokalitäten etwas ab. Indessen kehren die anderorts beobachteten Hauptmerkmale der Kalke der Tenuilobatenzone auch hier wieder: regelmäßige Bankung und das Auftreten von schnurartig angeordneten Hornsteinknollen. Die westlichen Partien, wo nur die Schichtköpfe in der Streichrichtung zutage treten, zeichnen sich im allgemeinen durch mehr dichteren Kalk aus, doch fehlen auch die erdig verwitterten Kalke nicht ganz; auf der Ostseite der Bruchanlage herrschen letztere vor. Eigentümlich ist die Art des Verfallens der Kalke, die ich an anderen Lokalitäten unseres Gebietes nicht beobachten konnte; sie geht derart vor sich, daß das Gestein bröckelig wird und dann in kleinere und größere Knollen mit erdigen Randzonen zerfällt, in Knollen von 2—10 cm Durchmesser und unregelmäßiger Form, welche in dicken Lagen das Gehänge überdecken.

In dieser eigentümlichen Ausbildung erinnert das Vorkommen lebhaft an die Verhältnisse, wie man sie in Schwaben an der Lochen beobachtet. Auch die Fauna, die hier eine gewisse Monotonie zeigt, dafür aber in ungeheuer zahlreichen Individuen vertreten ist, weist mit den Lochen-Faunen Ähnlichkeit auf. Vor allen sind vertreten Schwämme, die Gesteinsknollen sind voll von ihnen; Echinidenstacheln; in großer Zahl Brachiopoden; eine typische Lochen-Muschel, *Isoarca lochensis* QUENST., findet sich immer wieder, daneben Ostreen. Cephalopoden sind nur in wenigen Arten vorhanden, dafür aber in zahllosen Stücken; bemerkenswert ist dabei das überwiegende Vorkommen kleiner und kleinster Individuen, selten trifft man

und zwar nur als Fragmente, Formen über 5 cm Durchmesser, die Normalgröße schwankt zwischen 5—20 mm.

Bestimmen ließen sich:

Perisphinctes cf. *Lothari* Opp.
Oppelia sp. / *Haploceras* sp. } Bei beiden Genera handelt es sich um Stücke, bei denen eine sichere Artbestimmung nicht möglich ist.
Isoarca lochensis Quenst.
Terebratula bisuffarcinata Schloth. (non Ziet.)
— *Zieteni* Loriol.
Terebratulina substriata Schloth.
Cidaris coronata Goldf.

Eine Zusammenstellung der Formen unter Berücksichtigung der Art des Vorkommens und des Erhaltungszustandes ergibt eigentlich eine typische Schwammriff-Fauna; es läßt sich dabei aber nirgends der schichtungslose Schwammriff-aufbau konstatieren, überall herrscht vielmehr regelmäßige, durchgehende Bankung. Daß wir es hier mit Ablagerungen der Zone von *Oppelia tenuilobata* zu tun haben, kann nicht zweifelhaft sein.

Eine interessante Erscheinung läßt sich noch an diesem Aufschluß beobachten: die Bildung von Dolomit neben den Kalken. Einzelne Schichten lassen sich in der Streichrichtung fast durchweg aufgeschlossen eine Strecke von ca. 20 m verfolgen; während sich nun an deren Südende die normale kalkige Ausbildung geltend macht, weist die nördliche Partie derselben Lage so typisches Dolomitaussehen auf, daß sie sich vom gewöhnlichen Frankendolomit unmöglich unterscheiden läßt: silbergraue, glitzernde Farbe, rauhe, zuckerkörnige Oberfläche, löcherig poröse Konsistenz.

Es ist damit für diese Lokalität erwiesen, daß auch in tieferen Horizonten als den Schichten mit *Rhynchonella inconstans*, hier in der Zone der *Oppelia tenuilobata*, Dolomitisierung in den Kalken Platz gegriffen hat.

Etwa 450 m NNW. des oben besprochenen Aufschlusses ist in den Kiefernwaldungen nördlich der Hauptstraße ein größerer Steinbruch angelegt. Die hier gebrochenen Kalke entsprechen vollständig dem Gesteinsmaterial am Gangelberg, so daß auch sie der Zone der *Oppelia tenuilobata* zugereiht werden dürfen. Die Schichten sind hier nahezu horizontal gelagert (Juravorkommnis 4a der Karte).

5. Jura an dem Bahndurchbruch zwischen Station Ponholz und Stadelhof.

In gleicher Breite mit Höhenpunkt 396 der Generalstabskarte, auf dem Wege Station Ponholz nach Winkerling, ist an der Bahnlinie Weiden durch Sprengungen gelegentlich der Anlage dieser Strecke ein wertvolles Profil geschaffen worden. Der Beobachtung zugänglich ist nur die Westseite, die östliche wurde großenteils vermauert.

Die Unterlage der hier erschlossenen Malmsedimente bilden:

> **horizontal gelagerte, bankige Kalke von gelbgrauer Farbe, rauhem, splitterig-muscheligem Bruch, mit erdig verwitterten Partien neben dichtem Kalk. Parallel zur Bankung, d. h. horizontal, ziehen mehrere Lagen von Hornsteinschnüren. Mächtigkeit: 2 m.**

Fossilien konnte ich in diesen Kalken nicht finden; ihr Aussehen und ihre petrographische Zusammensetzung erinnert lebhaft an die Zone der *Oppelia tenuilobata*. Im Hinblick auf die überlagernden Schichten indessen könnten die Bänke wohl auch der Zone des *Aulacostephanus pseudomutabilis* zugerechnet werden.

Über den gebankten Lagen folgen:

> **ungebankte, klotzig-massige Kalkfelsen ohne Hornsteinknollen mit vertikalen, durch rötlichen Kluftlehm ausgefüllten Spalten. Das Gestein erweist sich als äußerst feiner Kalk von größter Dichte. Die Farbe ist ein ins Gelbliche spielendes Weiß. Häufig finden sich drusenartige Anreicherungen von weißem Kalkspat. Als „Plumper Felsenkalk“ charakterisiert durch den Fund von**
>
> *Rhynchonella Astieriana* D'ORB.

Stellenweise zeigt der Kalk unregelmäßige Linsen eines silbergrauen bis braungrauen Gesteins von rauher, zuckerkornartiger Oberfläche. Eine Analyse ergab u. a. 21 % $MgCO_3$. Es kommen demnach in den Kalken, ohne an bestimmte Zonen gebunden zu sein, dolomitisierte Partien vor.

Die lithologische Ausbildung der Ablagerungen, die mit den „plumpen Felsen“ an der Walhallstraße vollkommen übereinstimmt, der Fund von *Rhynchonella Astieriana* erweisen unzweideutig die Zugehörigkeit zu weißem Jura ε. Hier ist demnach der Malm nicht bis zur Zone der *Oppelia tenuilobata* der präcenomanen Erosionstätigkeit zum Opfer gefallen; wohl

wurde auch der „Plumpe Felsenkalk“ in Mitleidenschaft gezogen, ein Rest aber konnte sich erhalten, auf welchem das transgredierende Kreidemeer seine Sinkstoffe ablagerte. Heute sind diese Sedimente von jener Stelle wieder verschwunden.

6. Jura südlich des Stadelhofs.

Zone der *Oppelia tenuilobata.*

Wir kommen zum letzten Jurapunkt der Westseite. In einem nach Süden offenen Steinbruch am Stadelhof werden fortwährend Kalke der Tenuilobatenzone abgebaut, die für Wegschotterung verwendet werden. Die Ausbildung der ca. 7 m mächtigen Ablagerung entspricht im allgemeinen den harten Kalken dieses Horizontes an anderen Lokalitäten. Die Farbe erscheint hier in dem frischen Gestein um einige Nuancen gelber, der Bruch mehr unregelmäßig großmuschelig und von rauher Oberfläche. Parallel der scharf ausgeprägten Bankung treten hier, in größerer Menge als bisher beobachtet, Hornsteine auf, in Schichten mit stellenweiser Mächtigkeit von 10 cm.

An Versteinerungen fanden sich:

Oppelia Frotho Opp. sp.
Perisphinctes Lothari Opp. sp.
Aptychus laevis Mey.
Belemnites hastatus Blain.
Terebratula Zieteni Loriol.
Holectypus corallinus d'Orb.
Collyrites sp.
Schwämme scheinen zu fehlen.

Während an dem kaum 300 m südlich entfernten Bahndurchbruch der Jura seine horizontale Lagerung bewahrt hat, weisen die Kalke des Stadelhofer Bruches eine Neigung von 10—15° nach Norden auf. Es muß demnach zwischen den eng benachbarten Ablagerungen eine Störungszone in W.—O.-Richtung angenommen werden. Mit einiger Berechtigung darf mit dieser Störung ein im Volksmund als „Schauerloch“ bezeichneter Einbruch in Beziehung gebracht werden, der in dem kleinen Tal zwischen der Bahnlinie und dem östlich gegenüberstehenden Höhenzug liegt, ca. 150 m südlich der in der Generalstabskarte eingetragenen Schießstätte. Dieses Schauerloch nimmt den ziemlich reichen Abfluß des an der Leonberg—Burglengenfelder Straße gelegenen Weihers auf. In dem Loche lassen sich Kimmeridgekalke beobachten, ob dieselben dort anstehen, konnte nicht festgestellt werden, da ein Eindringen in die enge Öffnung nicht möglich ist. Wahr-

scheinlich handelt es sich hier um eine der im fränkischen Jura so zahlreichen Höhlen, bezw. den Eingang zu einer solchen.

Der stratigraphische Umfang der bisher untersuchten Lokalitäten, Kimmeridge im allgemeinen, ist nur imstande, für die oberen Malmstufen vergleichendes und ergänzendes Material zu den Verhältnissen der östlichen Schollen zu liefern. Die Ausbildung des Dogger entzieht sich in diesem Gebiet der Beobachtung, ebenso wie die unteren Weißjuraglieder; beide treffen wir erst in den nördlich gelegenen Partien der Platte, bei Saltendorf und Münchshofen.

7. Dogger und unterer Malm bei Saltendorf.

Zwischen Teublitz und Groß-Saltendorf bilden mächtige Ablagerungen des Eisensandsteins (Zone des *Harpoceras Murchisonae*) die Basis der Juragesteine. v. AMMON beobachtete „in einem Hohlweg SO. von Groß-Saltendorf“ folgende Gliederung:

1. Eisensandstein in mächtigen Lagen . . . . 80—100 m
2. Intensiv gelbbraune Mergel und sandige Tone mit einzelnen grauen Oolithkalken voll von *Belemnites giganteus* und *Ammonites Parkinsoni* . . . . 0,15 „
3. Gelbe, mergelige und sandige Tone mit einzelnen Lagen von Brauneisenoolithkalk, welche *Ammonites württembergicus*, *Goniomya proboscidea*, *Plicatula fistulosa*, *Nucula variabilis*, *Rhynchonella varians* u. a. enthalten . . . . 0,45—0,75 „
4. Feste, gelbe, körnige Eisenoolithkalke und eisenschüssige Mergel mit *Ammonites macrocephalus* . . . . 0,08 „
5. Schwarzer und schwarzgrauer Mergelton voll harter grauer Knollen und Glaukonitkörnchen mit *Belemnites calloviensis* . . . . 0,15—0,3 „
6. Grob und unregelmäßig oolithische, glaukonitische Kalkbank als unterste Malmschicht . . . . — „
7. Grauer, mergeliger Kalk voll Rostflecken mit *Belemnites pressulus* . . . . 3 „
8. Hellfarbiger, wohlgeschichteter, dickbankiger, lageriger Werkkalk mit *Ammonites bimammatus;* in den oberen Lagen mit einzelnen weißen Hornsteinknollen[1] . . . . 5 „

Darüber folgen Ablagerungen des Kimmeridge.

[1] GÜMBEL, Frankenjura. p. 334.

Aus der Mächtigkeit der einzelnen Horizonte geht hervor, daß der gesamte Dogger über dem Eisensandstein bezw. über der *Parkinsoni*-Zone eine vertikale Ausdehnung von nur 0,68—1,13 m besitzt. Gelegentlich der Besprechung der Dogger- und Oxford-Vorkommnisse am Hirmersberg (IV.) und bei Leonberg (V.) wurde für die einzelnen Horizonte bereits dort an das vorliegende Profil angeknüpft.

Leider konnten eigene Beobachtungen dabei nur beschränkt gemacht werden. Das Profil (es dürfte in dem nördlich der Kirche von Groß-Saltendorf aufsteigenden, Saltendorf und Maxhütte verbindenden Hohlweg gelegen sein) ist heute in der von v. Ammon gegebenen Vollständigkeit nicht mehr zu beobachten; in einem Bachriß, der den Weg östlich teilweise begleitet, fand ich nur die Zone der *Parkinsonia Parkinsoni* erschlossen. Aus ihr und dem Gehängeschutt oben an dem Weg fand ich nachfolgende, z. T. sehr gut erhaltene Fossilien:

Oppelia cf. *fusca* Quenst. sp.
Haploceras oolithicum d'Orb. sp.
Parkinsonia Parkinsoni Sow. sp.

Schlippe, Bathonien im oberrheinischen Tiefland. Taf. 4 Fig. 1—3. p. 207. Daneben fanden sich Bruchstücke mit feinerer, dichterer und etwas steilerer Berippung.

Parkinsonia württembergica Opp. sp.
— cf. *ferruginea* Opp. sp.
— *(Cosmoceras) Garantiana* d'Orb. sp.

d'Orbigny, Paléontologie française. Taf. 123 Fig. 3—4.

Perna mytiloides Lmk.
Pholadomya Murchisoni Sow.
Pleuromya sp.
Terebratula sp. (cf. *württembergica* Opp.).

Diese Art, die in den äußeren Maßen mit *Terebratula globata* Sow. (Davidson, Brachiopoda. III. Taf. 17 Fig. 1—2) übereinstimmt, unterscheidet sich von dieser Art durch mehr überhängenden Wirbel, kreisähnlicheren Umriß der kleinen Klappe, sowie durch breiteren und flacheren Stirnrand. Mit *T. bullata* Ziet. (Zieten, Versteinerungen Württembergs. Taf. 40 Fig. 6) = Oppel's *T. württembergica* (Juraformation. § 53 No. 220) hat sie die Form des Stirnrandes gemeinsam, doch erscheint sie weniger globos und entbehrt vor allem des für *T. württembergica* typischen Wirbels, welcher stark verdickt, wie durch eine seitliche Pressung aufwärts und übergeschoben, die Kommissur in der Nähe des Schloßrandes stärker sinuös erscheinen läßt. In dem Material der Münchner Samm-

lung habe ich allerdings unter *T. württembergica* Opp. einige Formen aus Ober- und Mittelfranken gefunden, welche die oben angeführten Charakteristica weniger scharf ausgeprägt zeigen und sich mehr der vorliegenden Form nähern.

Waldheimia carinata alveata Quenst.

Aus dem unteren weißen Jura stammend — wohl aus Ziff. 6 —:

Perisphinctes Wartae Buk.

Daß die oberen Doggerstufen, speziell die Zone der *Rhynchonella varians, Oppelia fusca,* in den Ablagerungen vertreten sind, zeigen die Funde jener, diesen Horizont charakterisierenden Fossilien, die im Gehängeschutt gemacht wurden, Fossilien, die sich auch durch die Art ihrer Petrifizierung (besonders *Parkinsonia württembergica*) von den tieferen Formen unterscheiden lassen. Diese Beobachtung, vor allem aber die scharfe Gliederung, die v. Ammon hier durchführen und mit Fossilien aus dem Anstehenden (das darf natürlich bei den äußerst exakten Untersuchungen als selbstverständlich angenommen werden) belegen konnte, zeigt, daß auch im fränkischen Dogger, speziell im braunen Jura ε — entgegen der Ansicht Schlosser's[1] —, „wirklich ein Sammeln nach Schichten" möglich ist, auf Grund dessen eine Teilung von braunem Jura ε durchführbar wird in:

a) Zone des *Macrocephalites macrocephalus* (unteres Callovien),
b) Zone der *Rhynchonella varians, Oppelia fusca, Parkinsonia württembergica* und *ferruginea* (Bathonien),
c) Zone der *Parkinsonia Parkinsoni* (oberstes Bajocien).

Schlosser zieht die Zone des *Macrocephalites macrocephalus* zum braunen Jura ζ, während sie nach Quenstedt's schwäbischer Einteilung oberstes ε vertritt.

8. Der Dogger und untere Malm bei Münchshofen.

Auf dem westlichen Ufer der Naab erhebt sich längs des Flusses steil ansteigend ein Höhenzug bis zu 100 m über der Talsohle, der Münchshofener Berg, der mit seinem gegen die Naab steil abfallenden Gehänge lebhaft an topographische Verhältnisse der Alb erinnert.

[1] Die Fauna des Lias und Dogger in Franken und der Oberpfalz. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Jahrg. 1901. p. 558, 560.

Den Fuß des Berges bilden mächtige Massen von Eisensandstein, deren Untergrund, die *Opalinus*-Tone, nach Gümbel bei Klardorf, zwischen der Naab und Bahnlinie Weiden gelegen, durch Bohrung erschlossen wurden; weiter nördlich bei Bubach streichen die Tone über Liasablagerungen zutage aus.

An dem Wege von Münchshofen nach Stocka, unterhalb der Kreuzungsstelle mit dem Feldweg Frauenhof—Premberg, gelang es mir, ein geschlossenes Profil durch die Ablagerungen vom Eisensandstein bis zum untersten Malm zu legen.

In der Stufenfolge von unten nach oben ergeben sich folgende Schichten:

1. Eisensandstein: gelbe bis gelbbraune, mitunter weiße Sandsteine von feinem Korn, meist fest verkittet und stellenweise in unregelmäßigen Bänken abgelagert, die schwache Diagonalschichtung zeigen; seltener in lose Sande zerfallend. Nach oben schneiden die Ablagerungen in unregelmäßiger Oberfläche ab. Mächtigkeit 80—100 m
2. Darüber folgen Lagen eines braungelben und rotfleckigen Mergels mit linsenartigen Einlagerungen eines sehr harten Kalksandsteins von fast quarzitischem Aussehen . . . 0,15 „
3. Darüber, in zwei Bänken abgesetzt, gelbe feinkörnige, kalkig verfestigte Mergel mit einzelnen Oolithkörnern und zahlreichen Einsprenglingen von rostbraunem Kalkspat. Einschlüsse:

   Parkinsonia Parkinsoni Sow.

   Pecten sp. . . . . 0,35 „
4. Gelber bis gelbbrauner Ton . . . . 0,10 „
5. Graugelbe harte Mergelbank . . . . 0,05 „
6. Gelber bis gelbbrauner Ton . . . . 0,15 „
7. Graugelbe harte Mergelbank . . . . 0,05 „
8. Gelbbraun und grau gebänderter Mergel . . . . 0,10 „
9. Aschgraue, im bergfeuchten Zustand dunkle Mergel . . 0,25 „
10. Dickbankige, aschgraue, harte Kalkmergel, die in den unteren Lagen arm, in den oberen außerordentlich reich sind an kleinen, rostbraunen Eisenoolithkörnern; in zwei Bänken mit weichem Zwischenmittel abgelagert. An Fossilien fanden sich, hauptsächlich in den harten Bänken:

    Oppelia aspidoides Opp. sp.

    — *fusca* Qu. sp.

    Quenstedt, Cephalopoden. Taf. 8 Fig. 7. ***Ammonites canaliculatus fuscus.*** Ammoniten. Taf. 75 Fig. 8.

    Sphaeroceras subcontractum Morr. et Lyc. sp.

    Morris und Lycett, *Ammonites subcontractus*. 1850. Great oolit. Taf. 2 Fig. 1—2.

Pompeckj, *Sphaeroceras? subcontractum.* Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg und Regenstauf. p. 160 (22).

Maße:

Durchmesser	17	20,5	21	30	49	mm
Nabelweite	6	7	8	9	15,5	„
Höhe des letzten Umgangs	5,5	7	7	11	17	„
Dicke	10	13	14	21	ca. 38	„

Sphaeroceras subcontractum ist bei Münchshofen einer der häufigst vorkommenden Ammoniten des Bathonien. Niedermündige Formen mit breiter, flach gewölbter Bauchseite, mit tiefem, steil abfallendem Nabel und mehr oder weniger gerundeter Nabelkante, auf der sich die Rippen zu schwachen Erhöhungen erheben. Die Nabelung ist derart, daß bei jugendlichen Exemplaren die letzte Windung die vorletzte bis zur Nabelkante umgreift; bei größeren Individuen lassen die letzten Umgänge meist einen Teil der älteren frei, eine Erscheinung, die in erhöhtem Maße auf der Wohnkammer auftritt, wie ich das an ausgewachsenen Stücken vom Regenstaufer Galgenberg zu beobachten Gelegenheit hatte. Das interessanteste Merkmal aber dieser Formen ist die Art ihrer Berippung, auf die zuerst J. F. Pompeckj aufmerksam gemacht hat. Es entspringen in der Nabelregion ziemlich kräftige Rippen, die sich leicht nach vorn neigen und auf der Kante zu schwachen, kolonartigen Erhöhungen anschwellen. Etwas weiter teilen sie sich unregelmäßig, wobei die bisherige Neigung nach vorn unterbrochen wird und die Rippen, teilweise unter scharfer Knickung, gerade oder selbst etwas nach rückwärts gebogen über die Externseite verlaufen. Die damit erzeugte Unregelmäßigkeit der Berippung wird erhöht durch das periodische Auftreten parabolischer Linien bei jugendlichen Individuen.

Die Lobenlinie ist stark verästelt und die einzelnen Zweige tragen fast ein eichblattähnliches Gepräge. Die größte Ausdehnung nimmt der breite Externsattel ein, der durch einen tiefen Sekundärlobus in einen hohen, geraden, der Siphonalseite zugekehrten, und in einen kurzen Ast zerlegt wird; beide Teile sind wiederum ziemlich tief verästelt. Etwa in der Mitte der jeweiligen Bauchseite liegt der dreizackige erste Seitenlobus, der mit dem Externlobus auf gleicher Höhe steht. Der erste Lateralsattel, wie der Externsattel tief zweigegabelt und in je drei Äste zerschlitzt, liegt etwas tiefer als der innere Ast des Externsattels. Der folgende Lobus liegt auf der Nabelkante und ist wesentlich kürzer als die anderen; die weitere Suturlinie fällt in die Nabelregion.

Die von Morris und Lycett gegebene Abbildung Taf. 2 Fig. 2 des kleinen Exemplars weicht von meinen Stücken

und den meisten, die mir aus der Münchner Sammlung zur Verfügung stehen, durch wesentlich geringere Breite ab. Auch fehlt in der Darstellung jegliche Andeutung der Parabellinien. Diese scheinen bei Quenstedt's *Ammonites Koenigii* Taf. 79 Fig. 9 angedeutet zu sein, wenigstens ist die eigentliche Knickung der Rippen auf dieser Figur deutlich sichtbar. Auch sonst weisen die unter *Amm. Koenigii* und cf. *Koenigii* angeführten Formen große Übereinstimmung mit Jugendformen von *Sphaeroceras subcontractum* auf, daß ihre Zugehörigkeit zu dieser Art kaum in Frage kommen kann.

Unter sich zeigen die von mir gesammelten Stücke in mancher Beziehung weitgehende Modifikationen; so bezüglich der Nabelregion. Bei allgemein tiefer Nabelung ist der Abfall bei den einzelnen Individuen ein ziemlich wechselnder. Neben Exemplaren mit senkrecht abfallendem Nabel kommen solche vor, bei denen der Abfall in schiefer Ebene erfolgt, während wieder andere, besonders Jugendformen, eine gewölbte Fläche zeigen. Auch die Nabelkante bleibt nicht konstant. Im allgemeinen wenig scharf und etwas gerundet, weichen andere Stücke, besonders Jugendformen, von diesem Typus ab und tragen scharfe Kanten, wobei gleichzeitig die knötchenartigen Erhöhungen der Rippen an dieser Stelle markanter hervortreten. Die Zahl der Hauptrippen schwankt bei den verschiedenen Stücken zwischen 24—32.

Ich komme nochmals auf die wichtigen Parabellinien zurück. Der Mangel derselben bei Stephanoceraten und der Mehrzahl der Sphäroceraten einerseits, ihr Auftreten bei einzelnen Jugendformen von *Sphaeroceras bullatum, microstoma, Bombur* anderseits, an welchen Arten sie Pompeckj zu beobachten Gelegenheit hatte, gäbe Veranlassung, die bisherige dubiöse Stellung des Sphäroceratencharakters von *Ammonites subcontractum* zu beenden, derart, daß man, wie Pompeckj vorgeschlagen, die oben genannten Formen von den Sphäroceraten trennt und mit *subcontractum* zu einer neuen Gruppe vereint.

Pleurotomaria Thalia d'Orb.

d'Orbigny 1850, Paléontologie française. II. Gastropodes. Taf. 405 Fig. 5—7. p. 525.

d'Orbigny gibt an oben angeführter Stelle eine Abbildung dieser seiner Art, wie sie sich bei Schalenerhaltung darstellt. Danach handelt es sich um eine Form von kreiselförmiger Gestalt, in einem Winkel von 60—65° anwachsend. Die Windungen zeigen, im Profil gesehen, etwas unterhalb der Mitte eine einfache stumpfwinkelige Knickung, von einem Schlitzband ist bei den oberen Umgängen nichts zu sehen. Die Ornamentik der Schale ist außerordentlich einfach und regelmäßig. Sie besteht aus etwa 20 feinen, konzentrischen,

in fast gleichen Abständen stehenden Streifen, die von zarten, nach hinten geschwungenen Anwachslinien gekreuzt werden. Bezüglich weiterer äußerer Merkmale kann ich auf die Abbildung verweisen.

Interessant ist der Steinkern dieser Art, welchen ich in einem Abdruck der Schale fand. Während die Windungen der Schalenstücke eine scharfe Kante aufweisen, verlaufen die Umgänge der Steinkerne glatt und schön gewölbt; also im Profil gesehen, keinen Winkel, sondern eine Kurve bildend. Auf den älteren Windungen ist das Schlitzband auch hier nicht mehr wahrnehmbar, nur beim letzten Umgang tritt es als ein in der Mitte gelegener, schwach erhöhter Wulst auf.

Quenstedt bringt im Jura, Taf. 57 Fig. 5, die Abbildung eines Steinkerns unter dem Namen *Pleurotomaria granulata*, der, abgesehen von etwas geringerer Höhe, an unsere Form erinnert; auch in der Münchner Sammlung liegen unter dieser Bezeichnung Stücke, die sich mit *Pl. Thalia* d'Orb. z. T. völlig decken. Sichere Bestimmungen der Steinkerne sind indessen nur möglich, wenn neben diesen noch Schalenexemplare oder deren Abdrücke zum Vergleich vorliegen.

Turbo (Amberleya) Centurio Münst.
Pecten spatulatus Roem.
Myoconcha sp.
Cucullaea clathrata Leckenby
Trigonia costata Sow.
— *elongata* Sow.
Cardium cognatum Phillips

Laube, Lamellibranchiaten von Balin. Taf. 4 Fig. 2. p. 34.

Cypricardia inflata Grepp.

Greppin, Bajocien supérieur de Bâle. Taf. 7 Fig. 5. p. 78. Unsere Münchshofener Form weicht von der Sulzer Art Greppin's durch geringeres Dickenwachstum ab.

Anisocardia minima Sow.

Sowerby, Mineral Conchology. Taf. 295 Fig. 1—3 (non Goldfuss, Petrefacta Germaniae. Taf. 140 Fig. 8).

Die in der Literatur für diese Art angeführte Synonymik dürfte manche Unsicherheiten enthalten. Bestimmt nicht hierher gehört Goldfuss' Petrefacta Germaniae. Taf. 140 Fig. 8 angeführte Abbildung; fraglich erscheinen mir auch die von Quenstedt und Lycett dafür gegebenen Figuren.

Die Art, um die es sich hier handelt, ist die bei Sowerby (Agassiz' Übersetzung Taf. 295 Fig. 1, 2, 3; Originaltext Taf. 295 Fig. 1a, b, c [non 2, 3]) abgebildete Form. Umriß: Etwas länger als hoch. Der Unterrand der Schale bildet einen von der Medianlinie beiderseits gleichmäßig aufsteigenden Bogen von geringer Wölbung. Charakteristisch ist die

große Lunula, wie sie Fig. 3 (Übersetzung) darstellt. Die Wirbel sind leicht nach vorn gekrümmt; von ihnen aus zieht sich längs des Hinterrandes der Schale eine anfangs schmale, nach unten sich verbreiternde Furche hin. Der Unterrand zeigt Spuren feiner Zähnelung auf der Innenseite der Schale. Gümbel und Schlosser erwähnen die Form für die Oberpfalz nicht.

Pleuromya tenuistriata Agass.
Gresslya latirostris Agass.
Rhynchonella varians Schloth.
— *spinosa* Schloth.
— *quadriplicata* Quenst.
— *quadriplicata planifrons* Quenst.
Terebratula sphaeroidalis Sow.
— *Fleischeri* Opp.
Waldheimia (Zeilleria) emarginata Sow.

Ein Fischzahn dürfte ebenfalls aus diesen Schichten stammen:
Orthacodus longidens Agass.

11. Darüber lichtgrauer, ziemlich weicher Mergelkalk, sehr reich an Brauneisenoolith . . . . 0,12 m
12. Gelbe, lockere Mergel mit eingesprengten dunkelgrünen Glaukonitkörnchen und unregelmäßigen Einlagerungen gelber, durch Brauneisen verfestigter Mergelknolllen . . 0,20 „
mit:
Cardioceras cordatum Sow.
- - cf. *vertebrale* Sow.
Oppelia paturattensis Grepp.
Perisphinctes cf. *Ammonites anceps, albus* Quenst.
Peltoceras sp.
Hecticoceras sp.
Aspidoceras aus der Gruppe *biarmatum*.
13. Lose, graue Mergellagen mit zerbröckelnden Knollen löcherigen sandigen Kalkes und graue, etwas festere mergelige Kalke mit
Perisphinctes Wartae Buk.

Die Höhe wird von bankig lagerndem Werkkalk eingenommen, der wie der ganze Schichtenkomplex nahezu horizontal liegt.

Die Aufzählung der einzelnen Lagen und deren Ausbildung liefert ein treffliches Bild eines außerordentlich raschen Fazieswechsels in vertikaler Ausdehnung. Große Gegensätze machen sich dabei weniger geltend, als vielmehr Wiederholungen in der lithologischen Beschaffenheit der Sedimente, der beständige Wechsel im Auftreten von Tonen, Mergeln und Mergelkalken.

Versuchen wir die einzelnen Ablagerungen stratigraphisch zu sichten.

1. Über die Zugehörigkeit der Basis zur Zone des *Harpoceras Murchisonae* besteht kein Zweifel.

2. Strittig bezüglich des Alters sind die folgenden Mergellagen. Ihrer Lage nach könnten sie das mittlere Bajocien vertreten, oder einen von dessen Horizonten. Anderseits bleibt auch die Möglichkeit offen, daß sie eine besondere Ausbildung der unteren *Parkinsoni*-Zone darstellen, da ja brauner Jura $\gamma + \delta$ häufig, wie dies auch SCHLOSSER betont[1], im fränkischen Jura überhaupt nicht entwickelt ist, was auch nach v. AMMON bei Groß-Saltendorf der Fall ist. In Anbetracht dessen findet die Annahme eine gewisse Berechtigung: bei Münchshofen wird der Eisensandstein unmittelbar von der *Parkinsoni*-Zone überlagert, die

3. festgelegt ist durch den Fund der charakteristischen Leitform dieses Horizontes, *Parkinsonia Parkinsoni* Sow. Faziell macht sich zwischen den Ablagerungen von Saltendorf und Münchshofen ein gewisser Unterschied bemerkbar, das fast völlige Fehlen von Oolithkörnern (einige wenige von weißer Farbe sind vorhanden), gegenüber dem zahlreichen Auftreten dieser an den südlicher gelegenen Lokalitäten; auch die grauen, stark oolithischen Mergelkalknester vermissen wir hier.

4.—10. inklusive umschließen die Ablagerungen des Bathonien, die Zone der *Oppelia fusca, aspidoides, Rhynchonella varians,* faunistisch und petrographisch scharf getrennt von dem übrigen braunen Jura ε. Eingeleitet werden sie durch dünne Schichten wechsellagernder Tone und Mergel, die sich als fast fossillos erweisen; erst in den oberen harten Bänken findet sich eine art- und individuenreiche Fauna.

11. Für das Callovien, die Zone des *Macrocephalites macrocephalum* und die Ornatentone bleibt die zwischen Ziff. 12 und 10 liegende, 0,12 m mächtige, weiche, stark oolithische Kalkmergelschicht. Es wiederholt sich demnach wieder eine Differenzierung der Ausbildung mit den nächstliegenden Ablagerungen. Während bei Saltendorf eine Zweiteilung des

[1] SCHLOSSER, Die Fauna des Lias und Dogger in Franken und der Oberpfalz. p. 556.

Callovien sowohl lithologisch wie faunistisch nach v. AMMON durchführbar war, weist die bei Münchshofen ihrer Lage nach das Callovien vertretende Schicht einheitliche Ausbildung auf. Dieser Umstand verbietet demnach eine Gliederung nach petrographischen Gesichtspunkten; anderseits macht der Mangel an orientierenden Fossilien eine Entscheidung unmöglich, um welchen Horizont es sich hier handelt.

12. Diese Lage zeichnet sich aus durch typische Formen der *Lamberti*-Zone bezw. Formen des unteren Oxford. Der Erhaltungszustand der Versteinerungen erinnert z. T. an die Goldschnecken aus den Zonen des *Macrocephalites macrocephalus* und *Cosmoceras Jason*, die Arten selbst weisen mit Bestimmtheit auf jüngere Sedimente, auf die untersten Lagen des weißen Jura. Nur selten findet sich im fränkischen Jura die Entwicklung dieses Malm und Dogger verbindenden Horizontes. GÜMBEL[1] konstatiert nur an zwei Lokalitäten in Niederbayern, bei Voglarn, unfern Ortenburg, und Einöd Dingelreuth bei Vilshofen, dessen Vorhandensein, wobei er den Horizont die Stelle der in Nordfranken verdrängten *Impressa*-Tone vertreten läßt. Bei Dingelreuth[1] findet er sich in folgender Ausbildung:

„Das Gestein ist ein etwas oolithischer Mergelkalk, der unregelmäßig von braunem, knolligem Toneisenstein und grünen Flasern durchzogen ist, zugleich auch Glaukonitkörnchen einschließt."

13. Die unter dieser Ziffer angeführte Schicht, Zone des *Peltoceras transversarium*, bietet in ihrer Entwicklung wenig Interessantes und entfernt sich in Ausbildung und Fossilinhalt nicht von anderen Lokalitäten.

In der eben geschilderten Ausbildung weist das Profil von Münchshofen bemerkenswerte Momente auf.

Was zunächst die Zonen von *Sonninia Sowerbyi*, *Sphaeroceras Sauzei* und *Stephanoceras Humphriesianum* betrifft, so konnten in den Ostschollen, den Ablagerungen zwischen Neuhaus und Rappenbügl, diese Zonen nicht konstatiert werden. Für den Jura bei Saltendorf ist ihr Fehlen durch v. AMMON

[1] GÜMBEL, Frankenjura. p. 117 u. 343.

festgestellt worden. In gewissem Sinne als Bestätigung beider Befunde dient nun die Tatsache, daß bei Münchshofen eine nur 0,15 m mächtige, fossillose Mergelschicht mit Kalksandsteinlinsen, zwischen den Zonen von *Harpoceras Murchisonae* und *Parkinsonia Parkinsoni* gelegen, den schwäbischen braunen Jura γ und δ vertreten könnte, eine Ablagerung, die bei dem Mangel orientierender Versteinerungen ebensogut als eine faziell differenzierte Ausbildung einer der sie umgebenden Schichten gedeutet werden kann.

Neben der stattlichen Entwicklung des Bathonien, der Zone der *Oppelia aspidoides* und *Rhynchonella varians*, in ihrer auffallenden Wechsellagerung toniger und mergeliger bezw. mergelkalkiger Sedimente, mit ihrem relativ großen Fossilinhalt, fällt die überlagernde, nur 0,12 m mächtige Schicht auf, die ihrer stratigraphischen Lage nach das Callovien vertritt. Zwei Möglichkeiten kommen dabei in Betracht: Erstens, die eisenoolithreichen Mergelkalke vertreten den gesamten oberen Dogger, oder zweitens, sie repräsentieren nach Analogie mit dem Keilberg nur die Macrocephalenstufe, so daß die Zonen des oberen Callovien, der *Reineckia anceps* und des *Peltoceras athleta*, als fehlend angesehen werden dürften.

Sehr interessant ist endlich die Ausbildung der Biarmatenzone, welche so fossilreich wie bei Münchshofen in den gelben glaukonitarmen Mergeln mit Brauneisenausscheidungen aus Franken bisher nicht bekannt ist.

Stratigraphische Übersicht der Jura-Ablagerungen westlich der Schollenzone Regenstauf—Rappenbügl.

Dogger.

Bajocien.

Den ältesten aufgeschlossenen Horizont der Westseite bildet:

Zone des *Harpoceras Murchisonae.*

Feinkörnige Sandsteine von hellgelber bis braungelber Farbe, mehr oder weniger verfestigt, teilweise in dicken Bänken abgelagert; sie beanspruchen in dem gesamten jurassischen Schichtenkomplex die größte Mächtigkeit. Beobachtet bei Saltendorf, Münchshofen.

Zonen von *Sonninia Sowerbyi*, *Stephanoceras Humphriesianum*.

Diese Schichten fehlen bei Saltendorf (nach v. Ammon). Die braungelben und fleckigen Mergel mit Kalksandsteinlinsen von Münchshofen sind als Sedimente dieser Zonen nicht sicher dokumentierbar.

Zone der *Parkinsonia Parkinsoni*.

Saltendorf: Intensiv gelbbraune Mergel und sandige Tone mit grauen Oolithkalken. Münchshofen: Gelbe, kalkig verfestigte Mergel mit rostbraunen Kalkspateinsprenglingen mit

Parkinsonia Parkinsoni Sow.

Bathonien.

Zone der *Rhynchonella varians*, *Oppelia fusca*.

Gelbe und gelbbraune Tone in Wechsellagerung mit z. T. eisenoolithhaltigen Mergelkalken mit:

Oppelia fusca Opp. sp. *Rhynchonella varians* Schloth.
Trigonia costata Sow. *Terebratula sphaeroidalis* Sow. u. a.

Beobachtet: Saltendorf, Münchshofen.

Callovien.

Saltendorf (nach v. Ammon):

a) Macrocephalenstufe: Gelbe Eisenoolithkalke und Mergel mit *Macrocephalites macrocephalus* Schloth.
b) Ornatentone: Schwarzer und schwarzgrauer Mergelton voll harter, grauer Knollen und Glaukonitkörnchen mit *Belemnites calloviensis* Opp.

Münchshofen: Weicher, lichtgrauer, brauneisenoolithreicher Mergelkalk bildet hier die Schichten zwischen den Zonen der *Rhynchonella varians* und *Aspidoceras biarmatum*.

Malm.

Oxford.

Zone des *Cardioceras cordatum* bezw. *Aspidoceras biarmatum*.

Saltendorf: Grober, unregelmäßig oolithischer, glaukonitischer Kalk. Münchshofen: Gelbe, glaukonithaltige Mergel mit Einlagerungen von Mergelknollen, welche durch Brauneisen verfestigt sind; enthaltend u. a.

Cardioceras cordatum Sow. sp.
— cf. *vertebrale* Sow. sp.
Oppelia paturattensis Grepp.
Aspidoceras a. d. Gruppe *biarmatum*.

Zone des *Peltoceras transversarium*.

Grauer Mergelkalk mit Rostflecken und lose Kalkmergellagen.

Perisphinctes Wartae Buk.

Beobachtet: Saltendorf, Münchshofen.

Zone des *Peltoceras bimammatum*.

Hellfarbiger, wohlgeschichteter, dickbankiger, lageriger Werkkalk (nach v. Ammon).

Peltoceras bimammatum Opp.

Beobachtet: Saltendorf, Münchshofen.

Kimmeridge.

Zone der *Oppelia tenuilobata*.

Regelmäßig gebankte, dichte Kalke von heller Farbe, mehr oder weniger deutlich oolithisch, von splitterigem oder unregelmäßig kleinmuscheligem Bruch. Charakteristisch ist der Reichtum an Hornsteinknollen, die in Schnüren oder schmalen Bänkchen parallel der Schichtung angeordnet sind. Bei vorgeschrittener Verwitterung nehmen die Kalke ein erdig-sandiges Aussehen an.

Partiell findet Dolomitisierung statt. An Fossilien findet sich u. a.:

Oppelia Frotho Opp. sp.
Perisphinctes inconditus Font.
Perisphinctes effrenatus Font.
Aspidoceras acanthicum Opp. sp.

Beobachtet: bei Saltendorf, den Juravorkommnissen 2., 3., 4., 6.

Zone des *Aulacostephanus pseudomutabilis* (?).

Im Hinblick auf die stratigraphische Lagerung könnten die bankigen, hornsteinführenden, gelbgrauen Kalke des Vorkommnisses No. 5 (Basis) hierher gerechnet werden.

Zone der *Rhynchonella inconstans* bezw. *Astieriana.*

Ungebankte, klotzige, hornsteinlose Kalke, von fast weißer Farbe und großer Dichte. Häufiges Vorkommen drusenartiger Anreicherungen von weißem Kalkspat.

Rhynchonella Astieriana d'Orb.

Beobachtet bei Juravorkommnis No. 5 (No. 1 ?).

III. Vergleichende stratigraphische Resultate.

Bei einer Untersuchung, inwieweit sich zwischen den östlichen Schollen und dem westlich davon gelegenen Jura Verschiedenheiten in den stratigraphischen Gliedern der Ablagerung geltend machen, begegnen wir einer Schwierigkeit.

Die den östlichen Vorkommnissen (I—VII) gegenüberliegenden, durch eine Störungszone von diesen getrennten Juramassen (1—5) gewähren in ihrer meist ursprünglichen, oder weniger gestörten Lagerung einen beschränkten Einblick in ihren stratigraphischen Aufbau, da natürliche Aufschlüsse, wie solche tektonische Vorgänge, oder die Tätigkeit der Erosion in Form tief in den Schichtenkomplex einschneidender Täler schafft, hier gänzlich fehlen. Die mächtigen und widerstandsfähigen Sedimente des oberen weißen Jura lagern als eine schützende Decke über den älteren Ablagerungen und entziehen sie so der Beobachtung.

Erst in dem nördlichen Teil des Gebietes, bei Saltendorf und Münchshofen (7 und 8), wo das Naabtal mit teilweise steilem Gehänge tief in die Juraplatte einschneidet, treten diese Ablagerungen zutage und können vergleichend den Befunden der östlichen Schollen gegenübergestellt werden.

Wir fanden folgende Horizonte:

Im Osten:	Im Westen:
Dogger.	
Zone des *Harpoceras opalinum.*	— — — —
„ „ *Harpoceras Murchisonae.*	Zone des *Harpoceras Murchisonae.*
„ von *Sonninia Sowerbyi, Stephanoceras. Humphriesianum* fehlt.	Fehlt bei Saltendorf. Münchshofen?
Zone der *Parkinsonia Parkinsoni.*	Zone der *Parkinsonia Parkinsoni.*
„ „ *Oppelia fusca, Rhynchonella varians.*	„ „ *Oppelia fusca, Rhynchonella varians.*

Im Osten.	Im Westen.
Dogger.	
Callovien: infolge der unter V. geschilderten Verhältnisse nicht gliederbar.	I. Zone des *Macrocephalites macrocephalus* / II. Ornatenton } Saltendorf, bei Münchshofen nicht gliederbar.
Malm.	
Unteres Oxford, nicht gliederbar.	Zone des *Cardioceras cordatum* bez. *Aspidoceras biarmatum*.
	Zone des *Peltoceras transversarium*.
Zone des *Peltoceras bimammatum*.	„ „ *Peltoceras bimammatum*.
„ der *Oppelia tenuilobata*.	„ der *Oppelia tenuilobata*.
	„ des *Aulacostephanus pseudomutabilis?*
	Zone der *Rhynchonella inconstans* bez. *Astieriana*.

Da auch für Münchshofen die Zone des *Harpoceras opalinum*, wenn gleich sie heute nicht aufgeschlossen ist, nach dem Vorkommen der *Opalinus*-Tone bei dem nördlich gelegenen Bubach (Gümbel, Frankenjura. p. 361) als vorhanden angesehen werden muß, sehen wir im unteren und mittleren Dogger dieselben Zonen, mit denselben Lücken am Aufbau der Juramassen im Osten und Westen des Gebietes beteiligt. Nur bei Münchshofen schiebt sich zwischen dem Eisensandstein und der *Parkinsoni*-Zone eine Ablagerung ein, die ihrer Lagerung nach eine der Zonen von *Sonninia Sowerbyi*—*Stephanoceras Humphriesianum* vertreten könnte.

Da indessen aus der Stratigraphie des Ostrandes des Frankenjura vom Keilberg bis Schwandorf (Gümbel, Frankenjura. p. 365) Fossilien dieser Zonen nicht bekannt sind, halte ich dafür, daß die Schicht Ziff. 2 des Münchshofener Profils nicht als besonderer Horizont zu betrachten ist, sondern wohl der folgenden, der Zone der *Parkinsonia Parkinsoni* zugerechnet werden muß.

Bezüglich der petrographischen Ausbildung des unteren Dogger ist in erster Linie erwähnenswert die auffallende Gleichmäßigkeit in der Entwicklung der Zone des *Harpoceras Murchisonae* sowohl bezüglich der Mächtigkeit (mit Ausnahme des Juravorkommnisses IVa), als besonders bezüglich der Zusammensetzung der Sandsteine, eine Gleichmäßigkeit, die sich auch über die Grenzen unseres Gebietes erstreckt, auf

die Absätze dieser Zone am Irlbacher- und Tegernheimerbruch des Keilberges.

Weniger konstant erweist sich die Fazies in der *Parkinsoni*-Zone für das untersuchte Gebiet. Während die spärlichen Handstücke bei Leonberg von dem Gestein dieses Horizontes bei Saltendorf petrographisch kaum abweichen, macht sich gegenüber der Ausbildung bei Münchshofen ein nicht unwesentlicher Unterschied durch das Fehlen der grauen oolithischen Kalkeinschlüsse geltend; auch der Fossilinhalt der dortigen Ablagerungen ist der Saltendorfer Fauna gegenüber ein äußerst geringer.

Bedeutung gewinnt diese fazielle Verschiedenheit der südlichen und nördlichen Absätze im Hinblick darauf, daß nach GÜMBEL bei dem schon erwähnten Bubach die Zone der *Parkinsonia Parkinsoni* nicht mehr vorkommt (GÜMBEL, Frankenjura. p. 361).

Daß es sich dabei um ein Auskeilen der Ablagerungen gegen Norden hin handelt, erscheint gegenüber dem Vorhandensein des Horizontes bei Schwandorf (GÜMBEL, Frankenjura. p. 366) nicht annehmbar; wohl aber spricht der Wechsel der Sedimentausbildung und das Aussetzen an benachbarten Lokalitäten (Bubach) für stärkere Oszillationen des *Parkinsoni*-Meeres.

Im Bathonien hingegen herrscht für unser Gebiet wieder fast übereinstimmende Ausbildung an allen Punkten, und zwar sowohl in bezug auf den petrographischen Habitus der Sedimente, als auch bezüglich der Fauna, soweit die relativ geringe Fossilausbeute einen Schluß in dieser Hinsicht zuläßt.

Anders gestalten sich die Verhältnisse im oberen Dogger.

Für das Vorhandensein des Callovien im Osten sprachen die bei Juravorkommnis V gezogenen Schlüsse; die Verschiedenartigkeit der Ausbildung an den Lokalitäten Saltendorf und Münchshofen wurde bereits erwähnt. So wertvoll eine sichere Feststellung wäre, ob es sich bei der strittigen Schicht (No. 11 des Münchshofener Profils) um die Macrocephalenzone oder um Ornatentone handelt, ist eine solche heute, bei dem Mangel jeglicher Versteinerungen, nicht möglich. Es kann nur darauf hingewiesen werden, daß die Entwicklung des oberen Dogger am Ostrand des Jura großen

Schwankungen unterliegt, wie die Ausbildung des Callovien am Keilberg (nur Macrocephalenzone), am Galgenberg (Ornatentone: *Reineckia anceps* und *Peltoceras athleta* neben fossillosen Macrocephalentonen?), bei Saltendorf (echte Macrocephalenzone und Ornatenton mit *Belemnites calloviensis*) zeigt.

Unter den Ablagerungen des weißen Jura begegnen wir in der Entwicklung der Biarmatenzone von Münchshofen einer Ausbildung des unteren Oxford, welche von derjenigen unseres engeren Gebietes (Ostschollen) sowohl als von der Ausbildung bei Saltendorf und dem östlichen Frankenjura im allgemeinen erheblich abweicht, während für das mittlere und obere Oxford in dem gesamten Gebiet und auch über dessen Grenzen hinaus die gleichen Verhältnisse als herrschend angesehen werden dürfen.

Dasselbe gilt, wenigstens im Osten und Westen, im Kimmeridge für die Zone der *Oppelia tenuilobata*, die in den Ablagerungen 2—6 und II—V bei weitem die wichtigste Stelle einnimmt. Die Konsistenz des Kalkes, die regelmäßige Bankung, das charakteristische Auftreten von Hornstein in dieser Zone, die Art der Verwitterung kehrt mit fast ausnahmsloser Regelmäßigkeit in allen studierten Lokalitäten wieder. Als eine sekundäre Einwirkung, auf Vorkommnis 4 beschränkt, macht sich Dolomitisierung einzelner Kalkpartien bemerkbar.

Mit dieser Zone schließt bei den östlichen Schollen die Entwicklung des Jura ab, sie bildet am Hirmersberg (IV) und wohl auch bei Leonberg (V) das Liegende der Kreide.

Im Westen dagegen findet sich noch oberes Kimmeridge, die Zone der *Rhynchonella inconstans* bezw. *Astieriana* (Vorkommnis 5), wo diese die Basis des heute allerdings dort schon wieder erodierten Grünsandsteins gebildet haben muß. Es lagert also das Cenoman auf verschiedenen Horizonten des weißen Jura.

Daraus ergibt sich, daß vor der Transgression des Cenomanmeeres in unserem Gebiet eine intensive Tätigkeit der Erosion bezw. Denudation stattfand, die imstande war, die mächtigen und widerstandsfähigen Ablagerungen der „plumpen Felsenkalke“ auf der Ostseite ausnahmslos und im Westen zum großen Teil abzutragen, eine

Tätigkeit, die sich wohl auch noch auf die älteren Sedimente bis herab zur Tenuilobatenzone erstreckte.

Nach Absatz und Verfestigung des Cenoman fanden dann Dislokationen statt, die zu den heute am Ostrand zu beobachtenden Lagerungsverhältnissen führten und die im folgenden kurz besprochen werden sollen.

IV. Tektonik der Jura-Ablagerungen am Ostrand.

Betrachten wir zunächst die topographische Lage der einzelnen Juravorkommnisse, so ergibt sich: Die Punkte, an denen Jura anstehend zu beobachten ist, liegen auf einer annähernd geraden, von Nord nach Süd ziehenden Linie; genau trifft dies zu für die südlichen Lokalitäten Leonberg, Brückelhof, Hirmersberg, Hagenau, Neuhaus, Wittmanns-Anwesen. Dabei treten die Ablagerungen, mit Ausnahme von Ibenthan, stets nur auf Höhenzügen mit westlichem, bezw. westlichem und östlichem Abfall, oder auf dem Rücken isolierter Kuppen zutage, während in den zwischenliegenden Talsohlen und Mulden Jura weder anstehend zu finden ist, noch aus den Böden nachgewiesen werden kann.

Für die in Betracht kommenden Örtlichkeiten ergeben sich nachfolgende Lagerungsverhältnisse:

		Streichen	Fallen
1.	Rappenbügl	Nord—Süd	ca. 45° West
2.	Ibenthan	—	—
3.	Leonberg	Nord—Süd	55—60° West
4.	Brückelhof	Nord—Süd	ca. 45° Ost
5.	Hirmersberg	Nord—Süd	45° Ost
6.	Hagenau	—	—
7.	Neuhaus	—	—

Aus obigen Messungen resultiert also für die Punkte 1., 3., 4., 5. eine gemeinsame Streichrichtung Nord—Süd. Bemerkenswerterweise treten, wie erwähnt, alle Juravorkommnisse an einer, mit der Streichrichtung zusammenfallenden Linie auf. An dieser finden wir, bei Wechsel von Grad und Art des Fallens, die Schichten aufgerichtet, so daß heute (wenigstens die widerstandsfähigen) Gesteine mit ihren Schichtköpfen zutage treten können.

Prüfen wir die Lagerungsverhältnisse des Jura westlich der untersuchten Schollen an verschiedenen Punkten:

1.	Bahnüberführung des Weges Ponholz—Eichelberg	fast horizotale Lagerung.
2.	Gangelberg bei Ziegelhütte SW. Pirkensee	horizontale Lagerung.
3.	Pirkensee Bahnböschung	Fallen: 10° SSW.
4.	Bruch zwischen Weg Almhof—Steinhof und Burglengenfelder Straße	Streichen: Nord—Süd. Fallen: 40° Ost.
4a.	Bruch NNW. des Höhenpunktes 381 auf der Burglengenfelder Straße	horizontale Lagerung.
5.	Bahndurchbruch zwischen Station Ponholz und Stadelhof	„ „
6.	Stadelhof	Fallen: ca. 10° Nord.

Es überwiegt demnach auf der Westseite eine ungestörte, bezw. schwach gestörte Lagerung. Kleinere Dislokationen einzelner Partien können als örtlich und räumlich beschränkt hier ausgeschaltet werden. Aus dem Wechsel der Lagerung auf der Ost- und Westseite ergibt sich, daß zwischen diesen Ablagerungen eine Zone angenommen werden muß, in der die normale Lagerung in die gestörte übergeht. Leider ist diese Zone nicht aufgeschlossen, und die Frage, ob die in Betracht kommenden Lagerungsverhältnisse lediglich durch eine einfache Flexur oder zugleich durch eine von Nord nach Süd verlaufende Verwerfung bedingt sind, kann nicht sicher gelöst werden.

Gümbel stellt für den Ostrand des Jura eine solche Verwerfungsspalte fest: die „Keilbergrandspalte“[1], die, bei Wieseldorf (Wiefelsdorf) westlich Klardorf beginnend, unter den Alluvionen des Naabtals verschwindet, um „wieder bei Rappenbügl, nördlich von Haidhof zum Vorschein“ zu kommen; „von da ab beobachtet man die Verwerfung in rein südlicher Richtung streichend, über Leonberg, Regenstauf . . . bis zum Donautal.“

Die östliche Randscholle, als deren Reste heute die einzelnen besprochenen Jura-Ablagerungen erhalten sind, hat aber keine einheitliche gleichmäßige Bewegung durchgemacht. Sie muß vielmehr von einer Anzahl von Querbrüchen (Ost—West) durchsetzt worden sein, an welchen die einzelnen Stücke der Randscholle gegenüber der Horizontalen verschieden stark verschoben wurden, so daß einzelne Schollen — Hirmersberg,

[1] Gümbel, Frankenjura. p. 612.

Brückelhof — bei überkippter Lagerung um 90° von der Lage anderer Schollen — Leonberg, Rappenbügl — abweichen. Bemerkenswerterweise zeigen gerade die südlichsten Jurapunkte unseres Gebietes überkippte Lagerung, so, wie die südlich von Regenstauf gelegene Juraklippe, der Regenstaufer Galgenberg.

Im weiteren erhebt sich für uns die Frage: inwieweit stehen die einzelnen Jurainseln unseres Gebietes miteinander in Verbindung? Es wurde oben gezeigt, daß die östlich der Störungszone gelegene Juraplatte als eine von N.—S. ziehende, von Querbrüchen in O.—W.-Richtung durchsetzte Mauer aufgerichtet worden ist. Daß trotzdem heute statt ihrer nur einzelne inselartige Partien zutage treten, hat seinen Grund darin, daß durch die seit jungtertiärer Zeit wirkende Erosion in die Platte, quer zu ihrem Streichen, tiefe Risse eingeschnitten wurden, welche sich allmählich mehr und mehr zu breiten Mulden erweiterten und den Zusammenhang zwischen den von der Erosion nicht betroffenen Juraschollen zerrissen. Wenn auch unter der Decke jüngerer Ablagerungen die Ausdehnung einzelner Jura-Ablagerungen größer sein wird, als sie heute an der Oberfläche ist, so kann doch an einen Zusammenhang der Schollen in größerer Tiefe kaum zu denken sein.

Die Lage der meisten Jurapunkte auf Höhen — Hagenau, Hirmersberg, Leonberg —, das Vorkommen nahezu rein granitischer Böden in den weiten Senken zwischen den einzelnen Schollen spricht dafür, daß die heute zu beobachtende Isolierung der Ablagerungen nicht nur eine oberflächliche ist, sondern daß die Schollen höchster Wahrscheinlichkeit nach auch in der Tiefe nicht mehr zusammenhängen.

Tabellarische Profildarstellung

			der Ostschollen						der Lokalitäten im Westen und Nordwesten							
			Neuhaus II.	Hagenau III	Hirmersberg Brückelhof IV. IVa.	Leonberg V.	Ibenthan VI.	Bappenbügl VII.	Bahnbrücke Ponholz-Eichelberg 1.	Gangelberg 2.	Bahnkörper Pirkensee 3.	Burglengenfelder Straße 4	Bahndurchbruch 5.	Stadelhof 6.	Saltendorf 7.	Münchshofen 8.
Malm	Kimmeridge	Zone von *Harpagodes Oceani*, plump. Felsenkalk							+ ?				+		+	
		Zone von *Aulacostephanus pseudomutabilis*											?		+	
		Zone von *Oppelia tenuilobata*	+	+	+	+		+		+	+	+		+	+	
	Oxford	Zone von *Peltoceras bimammatum*			?	+		+ ?							+	+
		Zone von *Peltoceras transversarium* } als weißer „ „ *Aspidoceras biarmatum* } Jura α			+	+		+							+	+ +
Dogger	Callovien	Ob. Call.: Z. v. *Peltoc. athleta*, *Reineckia anceps* Unt. „ „ „ *Macrocephalites macrocephalus*			+	+ ?		+ ?							+ +	+
	Bathonien	Zone von *Oppelia fusca*, *Rhynchonella varians*			?	+		+ ?							+	+
	Bajocien	Zone von *Parkinsonia Parkinsoni*			?	+		+ ?							+	+
		Zone von *Stephanoceras Humphriesianum* „ „ *Sphaeroceras Sauzei* „ „ *Sonninia Sowerbyi*														
		Zone von *Harpoceras Murchisonae*			+	+		+							+	+
		Zone von *Harpoceras opalinum*			+		+	+								+
Trias		Bunter Keuper	+	+	+			+								

Ueber Interferenzerscheinungen an aktiven Kristallplatten im polarisierten Licht.

Von

H. Joachim in Göttingen.

Mit Taf. XXXIII, XXXIV und 39 Figuren.

Einleitung.

Die Grundlagen für die Erklärung der Interferenzerscheinungen, welche planparallele Platten aus aktiven, durchsichtigen, optisch einachsigen Kristallen im polarisierten Licht darbieten, hat G. B. Airy[1] 1831 gegeben. Er untersuchte insbesondere die Interferenzerscheinungen im konvergenten Licht und es gelang ihm, die bekannten und die von ihm entdeckten Interferenzbilder durch angenäherte analytische Betrachtungen abzuleiten. Eine ausführliche Darstellung seiner Entwicklungen gab F. Neumann[2].

Nachdem E. Reusch[3] gefunden hatte, daß die Erscheinungen, welche Quarzplatten parallel zur Basis im senkrecht eintretenden und im konvergenten polarisierten Licht darbieten, durch wendeltreppenartig aufgebaute Glimmerkombinationen nachgeahmt werden können, hat L. Sohncke[4]

---

[1] G. B. Airy, Cambr. Phil. Trans. **4**. 79, 198. 1833.

[2] F. Neumann, Vorlesungen über theoretische Optik. Herausg. von E. Dorn, Leipzig 1885. 251—266.

[3] E. Reusch, Monatsber. Berlin. Akad. 1869. 530; Pogg. Ann. **138**. 628. 1869.

[4] L. Sohncke, Math. Ann. **9**. 504. 1876; Pogg. Ann. Erg.-Bd. **8**. **16**. 1878; Entwicklung einer Theorie der Kristallstruktur. Leipzig 1879. **241**; Zeitschr. f. Krist. **13**. 229. 1888.

auf experimentellem und theoretischem Wege bestätigt, daß das optische Drehungsvermögen des Quarzes qualitativ mit dem Verhalten jener Kombination übereinstimmt.

Allgemeiner und erschöpfender sind die Interferenzerscheinungen an Kombinationen von sehr dünnen Lamellen aus schwach doppeltbrechenden inaktiven Kristallen und insbesondere an den Glimmerkombinationen von Nörrenberg und Reusch durch E. Mallard[1] untersucht worden. Fällt eine nach 𝔊 geradlinig polarisierte ebene Welle W auf eine solche Kombination, ein sogen. Paket, so tritt im allgemeinen eine elliptisch polarisierte Welle W' aus, deren Polarisationszustand mit 𝔈' bezeichnet sei. Besteht das Paket aus sehr dünnen Lamellen vom Gangunterschied γ_p, bildet die Polarisationsrichtung der schnelleren Welle einer Platte mit 𝔊 den Winkel Θ_p und bedeutet d U die kleine Halbachse der austretenden Schwingungsellipse 𝔈', deren große Achse mit 𝔊 den Winkel $d\Omega$ einschließt, so lassen sich die auf analytischem Wege berechneten Größen d U und $d\Omega$ in folgender Weise geometrisch konstruieren: Wählt man die Richtung 𝔊 als x-Achse eines Koordinatensystems, und addiert man der Reihe nach alle Vektoren σ_p, deren Größe und Richtung durch γ_p und $2\Theta_p$ gegeben sind, so ist d U proportional der Ordinate des Endpunktes dieses Linienzuges, während $d\Omega$ proportional ist dem Flächeninhalt des durch Ordinate und x-Achse geschlossenen Polygons. Für jedes Paket lassen sich zwei einfallende, nach $\mathfrak{P}_1$ und $\mathfrak{P}_2$ geradlinig und senkrecht gegeneinander polarisierte Wellen angeben, die ungeändert austreten. Ferner ergibt sich, daß die Gesetze der Fortpflanzung und Polarisation des Lichtes in der Kombination dargestellt werden können durch ein Fresnel'sches Ellipsoid, dessen Gestalt und Lage aus den Bestimmungsstücken der Kombination zu berechnen sind. Für die Glimmerkombination von Reusch ergeben sich die Biot'schen Gesetze des optischen Drehungsvermögens.

Die Ableitung dieses Resultates erfordert trotz der dabei benutzten Annäherungen noch einige umständliche Rechnungen.

[1] E. Mallard, Ann. des mines. (7.) **19**. 256. 1881; Journ. d. phys. (1.) **10**. 479. 1881; Traité de crist. **2**. 262, 305. 1884.

H. Poincaré [1] hat gezeigt, daß eine geometrische Methode übersichtlicher und schneller zum Ziel führt.

Der analytischen Darstellung des Polarisationszustandes 𝔈 einer ebenen Welle W durch einen komplexen Ausdruck wird zunächst geometrisch in der komplexen Ebene ein Punkt 𝔈 zugeordnet, der dann durch stereographische Projektion auf eine Kugeloberfläche nach E abgebildet wird. Fällt die Welle W senkrecht auf eine inaktive doppeltbrechende Kristallplatte, so tritt aus der Platte eine elliptisch polarisierte Welle W', deren Polarisationszustand mit 𝔈' bezeichnet sei. Der Beziehung zwischen 𝔈 und 𝔈' entspricht geometrisch eine Drehung der Kugel um einen bestimmten Durchmesser. Tritt an die Stelle einer einzigen Platte eine Plattenkombination, so sind der Reihe nach Drehungen um verschiedene Durchmesser auszuführen; der resultierende Polarisationszustand läßt sich berechnen mit Hilfe einer Ecke, deren Polarecke auf der Konstruktionskugel ein Polygon ausschneidet, das dem von Mallard benutzten ebenen Polygon als erste Annäherung entspricht.

Nachdem Poincaré das Prinzip dieser Methode erläutert hatte, benutzte er sie zur Untersuchung der Nachahmung des optischen Drehungsvermögens durch die Glimmerkombination von Reusch und zu dem Nachweise, daß für ein Paket unendlich dünner inaktiver Kristallplatten von schwacher Doppelbrechung das Fresnel'sche Gesetz der Fortpflanzung und Polarisation des Lichtes bestehen bleibt.

In der vorliegenden Abhandlung habe ich darzulegen versucht, daß die Poincaré'sche Methode der geometrischen Darstellung polarisierter Wellen durch Punkte der komplexen Ebene oder der Kugeloberfläche ein allgemein anwendbares Hilfsmittel zur Konstruktion und Berechnung der Interferenzerscheinungen an doppeltbrechenden inaktiven oder aktiven Kristallplatten im parallelen oder im konvergenten polarisierten Licht darbietet.

[1] H. Poincaré, Théorie mathém. de la lumière. II. Paris 1892. 275.

I. Interferenzerscheinungen an inaktiven durchsichtigen Kristallplatten im senkrecht eintretenden polarisierten Licht.

1. Die Charakteristik einer polarisierten Welle.

Wir gehen aus von der Erzeugung einer elliptisch polarisierten Welle durch eine doppeltbrechende inaktive, vollkommen durchsichtige Kristallplatte.

Aus einer geradlinig polarisierenden Vorrichtung falle eine einfarbige in der Richtung $\mathfrak{P}$ (Fig. 1) polarisierte Welle W

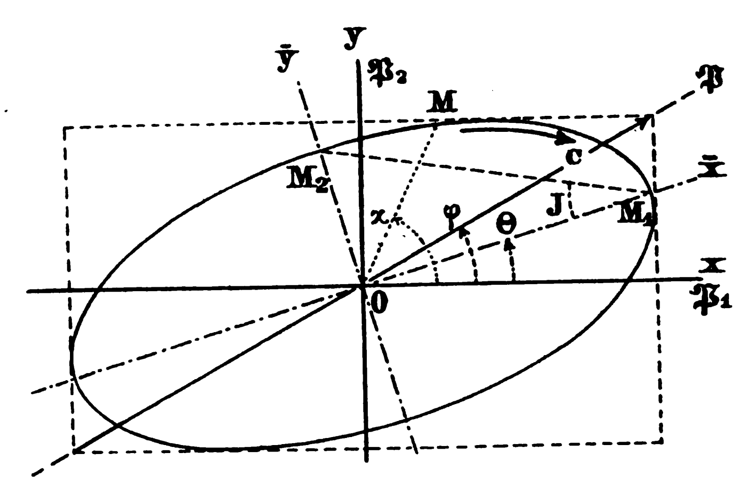


Fig. 1. Erzeugung einer elliptisch polarisierten Welle mit der Charakteristik $\mathfrak{C}$ (φ, Γ).

senkrecht auf die Platte. Dann läßt sich der in der Polarisationsebene liegende Lichtvektor s an der Eintrittsfläche $\mathfrak{B}$ darstellen durch:

$$1. \qquad // \mathfrak{P} \qquad s = c \cos 2\pi \frac{t'}{\tau},$$

worin τ die Schwingungsdauer und c die Amplitude bedeuten. Es sollen bezeichnet werden die Polarisationsebenen der gebrochenen Wellen W_1, W_2 mit $\mathfrak{P}_1$, $\mathfrak{P}_2$, ihr Gangunterschied mit Γ und der Winkel $\mathfrak{P}_1 \mathfrak{P}$ mit φ. Dann sind $c \cos \varphi$, $c \sin \varphi$ die Amplituden von W_1, W_2 und der Schwingungszustand an der Austrittsfläche $\mathfrak{B}'$ wird dargestellt durch:

$$2. \qquad // \mathfrak{P}_1 \qquad x = c \cos \varphi \cos 2\pi \frac{t}{\tau}$$

$$// \mathfrak{P}_2 \qquad y = c \sin \varphi \cos 2\pi \left(\frac{t}{\tau} - \frac{\Gamma}{\lambda}\right),$$

worin λ die Wellenlänge des Lichtes im leeren Raum bedeutet.

Durch Superposition der beiden Wellen entsteht im allgemeinen eine elliptisch polarisierte Welle $\mathfrak{E}$, d. h. der Endpunkt M des Polarisationsvektors beschreibt eine Ellipse:

$$\frac{x^2}{c^2 \cos^2 \varphi} + \frac{y^2}{c^2 \sin^2 \varphi} - 2 \frac{x\,y}{c^2 \sin \varphi \cos \varphi} \cos 2\pi \frac{\Gamma}{\lambda} - \sin^2 2\pi \frac{\Gamma}{\lambda} = 0.$$

Bezeichnet man den Winkel zwischen $\mathfrak{P}_1$ und dem Radiusvektor 0 M mit χ, so ist:

$$3. \qquad \tan \chi = \tan \varphi \left(\cos 2\pi \frac{\Gamma}{\lambda} + \sin 2\pi \frac{\Gamma}{\lambda} \tan 2\pi \frac{t}{\tau}\right).$$

Der Bewegungssinn ist ein linker ↶ oder ein rechter ↷, je nachdem mit wachsender Zeit der Winkel χ wächst oder abnimmt. Dabei wird χ von $\mathfrak{P}_1$ aus positiv im entgegengesetzten Drehungssinn des Uhrzeigers gerechnet.

Aus 3. ergibt sich die Abhängigkeit des Bewegungssinnes von dem Azimut φ und dem Gangunterschied Γ:

	$0 < \varphi < \frac{\pi}{2}$	$\frac{\pi}{2} < \varphi < \pi$
$0 < \Gamma < \frac{\lambda}{2}$	↶	↷
$\frac{\lambda}{2} < \Gamma < \lambda$	↷	↶

Die Richtungen der Hauptachsen der Ellipse sind bestimmt durch den Winkel Θ zwischen der großen Halbachse $0\,M_1$ und $\mathfrak{P}_1$:

$$4. \qquad \tan 2\Theta = \tan 2\varphi \cos 2\pi \frac{\Gamma}{\lambda}.$$

Das Verhältnis ν der kleinen Halbachse $0\,M_2$ zur großen $0\,M_1$ steht mit dem Winkel $J = M_2 M_1 0$ in der Beziehung:

$$5. \qquad \tan J = \frac{0\,M_2}{0\,M_1} = \nu,$$

und der Gangunterschied Γ ist mit den Winkeln φ, J verbunden durch die Gleichung:

$$6. \qquad \sin 2J = \pm \sin 2\varphi \sin 2\pi \frac{\Gamma}{\lambda}.$$

Spezielle Fälle: (1.) Die Ellipse ist in einer Hauptlage, d. h. die Hauptachsen fallen mit $\mathfrak{P}_1$ und $\mathfrak{P}_2$ zusammen, wenn $\Theta = 0$, also der Gangunterschied:

$$\Gamma = \pm \frac{\lambda}{4}, \frac{3\lambda}{4}, \frac{5\lambda}{4}, \ldots$$

wird. In diesem Falle gilt:

$$x = c \cos\varphi \cos 2\pi \frac{t}{\tau}$$

$$y = c \sin\varphi \sin 2\pi \frac{t}{\tau},$$

und das Verhältnis der Hauptachsen ist gegeben durch:

$$\nu = \tan\varphi.$$

(2.) Die Ellipse geht in einen Kreis vom Radius $c\sqrt{\tfrac{1}{2}}$ über, wenn der Gangunterschied:

$$\Gamma = \pm \frac{\lambda}{4}, \frac{3\lambda}{4}, \ldots \text{ und gleichzeitig } \varphi = \frac{\pi}{4}$$

ist; dann wird:

$$x = \frac{c}{\sqrt{2}} \cos 2\pi \frac{t}{\tau}$$

$$y = \frac{c}{\sqrt{2}} \sin 2\pi \frac{t}{\tau}.$$

(3.) Man erhält geradlinige Schwingungen im Azimut φ gegen die x-Achse, wenn $J = 0$, d. h. der Gangunterschied:

$$\Gamma = 0, \lambda, 2\lambda, \ldots$$

In diesem Falle ist:

$$x = c \cos\varphi \cos 2\pi \frac{t}{\tau}$$

$$y = c \sin\varphi \cos 2\pi \frac{t}{\tau}.$$

Durch eine geeignete Verschiebung des Anfangspunktes der Zeitrechnung kann man für den durch 1. dargestellten Polarisationsvektor s der einfallenden Welle W auch schreiben:

1a. $// \mathfrak{P}$ $\quad s' = c \sin 2\pi \frac{t'}{\tau}.$

Dann lauten die Schwingungsgleichungen an der Austrittsfläche der Kristallplatte:

2a.

$// \mathfrak{P}_1$ $\quad x' = c \cos\varphi \sin 2\pi \frac{t}{\tau}$

$// \mathfrak{P}_2$ $\quad y' = c \sin\varphi \sin 2\pi \left(\frac{t}{\tau} - \frac{\Gamma}{\lambda}\right).$

Faßt man nun die denselben Schwingungszustand $\mathfrak{E}$ darstellenden Gleichungen 2 und 2a mit dem Faktor $i = \sqrt{-1}$ zusammen:

$$\mathfrak{x} = x + i x'$$
$$\mathfrak{y} = y + i y'$$

und führt man die Abkürzungen ein:

$$p = \frac{2\pi}{\tau}, \qquad \delta = 2\pi \frac{\Gamma}{\lambda},$$

so stellt der Ausdruck:

$$\text{7.} \qquad \begin{aligned} \mathfrak{x} &= c \cos\varphi\, (\cos pt + i \sin pt) \\ \mathfrak{y} &= c \sin\varphi\, \{\cos(pt - \delta) + i \sin(pt - \delta)\} \end{aligned}$$

durch seinen reellen und durch seinen imaginären Teil eine elliptische Schwingung dar.

Da eine Schwächung der Helligkeit durch Absorption außer Betracht bleiben soll, so kommt nur die Gestalt, d. h. der Gangunterschied und das Amplitudenverhältnis der Komponenten x, y und nicht die absolute Größe der Schwingungsellipse in Betracht. Die Komponenten können daher im Verhältnis $1 : c \cos\varphi$ verkleinert werden. Dann ergibt sich für **7**:

$$\mathfrak{x} = \cos pt + i \sin pt$$
$$\mathfrak{y} = \tan\varphi\, \{\cos(pt - \delta) + i \sin(pt - \delta)\}$$

oder, wenn mit:

$$r = \tan\varphi$$

das Amplitudenverhältnis der Komponenten bezeichnet wird:

$$\text{8.} \qquad \begin{aligned} \mathfrak{x} &= e^{i pt} \\ \mathfrak{y} &= r \,.\, e^{i(pt - \delta)}. \end{aligned}$$

Durch Zerlegung der Exponentialfunktion in $\mathfrak{y}$ kann man dafür schreiben:

$$\text{9.} \qquad \begin{aligned} \mathfrak{x} &= e^{i pt} \\ \mathfrak{y} &= \mathfrak{E}(\varphi, \Gamma) \,.\, e^{i pt} \end{aligned}$$

worin $\mathfrak{E}$ komplex und eine Funktion von φ und Γ ist, nämlich:

$$\text{10.} \qquad \mathfrak{E}(\varphi, \Gamma) = r \,.\, e^{-i\delta}.$$

Die Gleichungen **9**. sind also ein symbolischer Ausdruck für die aus der Kristallplatte austretende elliptisch polarisierte Welle $\mathfrak{E}$, deren reelle Komponenten sind:

$$\text{11.} \qquad \begin{aligned} x &= \cos pt \\ y &= r \,.\, \cos(pt - \delta). \end{aligned}$$

Die für die Schwingungsform $\mathfrak{E}$ charakteristischen Größen, der W i n k e l φ und der G a n g u n t e r s c h i e d Γ treten nur auf in der komplexen Größe:

12. $$\mathfrak{C}(\varphi, \Gamma) = \tan\varphi\left(\cos 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda} - i\sin 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\right),$$

welche die Charakteristik der Welle genannt werden soll. Der Polarisationszustand der aus der Kristallplatte tretenden, im allgemeinen elliptisch polarisierten Welle ist durch deren Charakteristik $\mathfrak{C}(\varphi, \Gamma)$ völlig bestimmt.

Experimentell gewinnt man die Gesamtheit der möglichen Polarisationszustände, indem man eine Kristallplatte vom Gangunterschied $\Gamma = \frac{\lambda}{4}$ über einer feststehenden, geradlinig polarisierenden Vorrichtung dreht, oder einen Keil in fester Stellung über dem Polarisator anbringt, so daß der Winkel $\varphi = \frac{\pi}{4}$ ist. In der Charakteristik $\mathfrak{C}(\varphi, \Gamma)$ ist im ersten Falle Γ konstant und φ veränderlich, im zweiten Falle φ konstant und Γ veränderlich. Eine Übersicht über die hierdurch erzeugten Polarisationszustände gewährt die geometrische Darstellung der Charakteristik $\mathfrak{C}(\varphi, \Gamma)$, die wir H. Poincaré verdanken.

2. Geometrische Darstellung der Charakteristik einer polarisierten Welle nach H. Poincaré.

A. Darstellung der Charakteristik durch einen Punkt der komplexen Ebene.

a) Prinzip der Methode.

Der Charakteristik einer elliptisch polarisierten Welle:

13. $$\mathfrak{C}(\varphi, \Gamma) = \tan\varphi\left(\cos 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda} - i\sin 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\right) = \mathfrak{u} + i\mathfrak{v}$$

soll in der Gauss'schen komplexen Ebene der Punkt $(\mathfrak{u}, \mathfrak{v})$ zugeordnet werden. Hierdurch wird eine umkehrbar eindeutige Beziehung zwischen den Punkten dieser Ebene und den Polarisationszuständen ebener Wellen hergestellt. Um diesen Zusammenhang näher zu verfolgen, sollen zunächst die auf p. 545 erwähnten speziellen Fälle betrachtet werden.

(1.) In einer Hauptlage $\mathfrak{H}$ der Ellipse wird:

14. $$\mathfrak{C}\left(\varphi, \frac{\lambda}{4}\right) = \mathfrak{H}(\varphi) = i\tan\varphi = i\mathfrak{v}.$$

Die Charakteristik ist in diesem Falle rein imaginär; sie wird dargestellt durch einen Punkt $\mathfrak{H}$ der $\mathfrak{v}$-Achse (Fig. 2), dessen Ordinate:

14a. $$\mathfrak{v} = \tan \varphi$$

ihrem absoluten Betrage nach gleich dem Achsenverhältnis:

14b. $$\nu = \tan J = \frac{0\,M_2}{0\,M_1}$$

ist. Wählt man also auf der u-Achse zwei Punkte $\mathfrak{Q}_1$, $\mathfrak{Q}_2$ so, daß ihr Abstand vom Koordinatenanfangspunkt ± 1 beträgt, dann ist der Winkel $\mathfrak{H}\mathfrak{Q}_2\mathfrak{Q}_1 = J$.

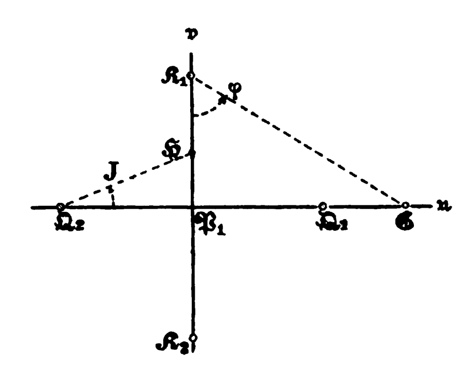


Fig. 2. Geometrische Darstellung spezieller Polarisationszustände durch Punkte der Achsen u, $\mathfrak{v}$.

(2.) Daraus ergibt sich, daß zirkulare Schwingungen $\mathfrak{K}$ dargestellt werden durch die Punkte $\mathfrak{K}_1$ und $\mathfrak{K}_2$, die im Abstande ± 1 vom Koordinatenanfangspunkt auf der $\mathfrak{v}$-Achse liegen.

(3.) Eine geradlinige Schwingung $\mathfrak{G}$ hat eine reelle Charakteristik:

15. $$\mathfrak{C}(\varphi, 0) = \mathfrak{G}(\varphi) = \tan \varphi = \mathfrak{u}.$$

Sie wird also dargestellt durch einen Punkt $\mathfrak{G}$ der u-Achse, dessen Abszisse u gleich der Tangente des Azimuts $(\mathfrak{G}, \mathfrak{P}_1) = \varphi$ der Schwingung gegen die x-Achse ist. In Fig. 2 ist also der Winkel $\mathfrak{G}\mathfrak{K}_1\mathfrak{K}_2 = \varphi$, so daß eine geradlinige Schwingung parallel der x-Achse durch den Koordinatenanfangspunkt $\mathfrak{P}_1$ der (u, $\mathfrak{v}$)-Ebene und die dazu senkrechte Schwingung durch den unendlich fernen Punkt $\mathfrak{P}_2$ dargestellt werden.

Die geradlinigen und die in bezug auf die Koordinatenachsen x, y in der Hauptlage befindlichen elliptischen Schwingungen werden also in der komplexen Ebene dargestellt durch die Punkte der Achsen $\mathfrak{u}$ und $\mathfrak{v}$.

Im allgemeinen Falle einer komplexen Charakteristik $\mathfrak{C}(\varphi, \Gamma)$ liegt der zugehörige Punkt $(\mathfrak{u}, \mathfrak{v})$ in einem der Quadranten. Er repräsentiert eine Ellipse von bestimmtem Achsenverhältnis ν und bestimmtem Azimut Θ der Halbachse $0 M_1$ gegen die Koordinatenachse 0x. Wir fragen nun nach den geometrischen Orten der Punkte, für die Θ konstant und ν veränderlich oder umgekehrt ν konstant und Θ veränderlich ist.

I. Eine auf die Koordinatenachsen 0x, 0y bezogene, durch 9. auf p. 546 dargestellte elliptische Schwingung wird auf ein mit ihren Hauptachsen zusammenfallendes Koordinatensystem $0\bar{x}$, $0\bar{y}$ (Fig. 1) bezogen mit Hilfe der Transformationsformeln:

16.
$$\begin{aligned}\bar{x} &= x \cos\Theta + y \sin\Theta \\ \bar{y} &= -x \sin\Theta + y \cos\Theta.\end{aligned}$$

Hierdurch geht 9. über in:

$$\begin{aligned}\bar{\mathfrak{x}} &= \{\cos\Theta + \mathfrak{C}(\varphi, \Gamma)\sin\Theta\}\, e^{i\,pt} \\ \bar{\mathfrak{y}} &= \{-\sin\Theta + \mathfrak{C}(\varphi, \Gamma)\cos\Theta\}\, e^{i\,pt}\end{aligned}$$

d. h. die Ellipse erhält die Charakteristik:

$$\bar{\mathfrak{C}}(\varphi, \Gamma) = \frac{-\sin\Theta + \mathfrak{C}\,.\cos\Theta}{\cos\Theta + \mathfrak{C}\,.\sin\Theta}.$$

Da in bezug auf $\bar{x}$, $\bar{y}$ die Ellipse sich in der Hauptlage befindet, so wird nach 14b:

$$\bar{\mathfrak{C}}(\varphi, \Gamma) = i\,\nu,$$

worin das Achsenverhältnis ν jeden beliebigen Wert zwischen $-\infty$ und $+\infty$ annehmen kann. Es folgt also:

17.
$$\mathfrak{C}(\varphi, \Gamma) = \mathfrak{u} + i\,\mathfrak{v} = \frac{\tan\Theta + i\,\nu}{1 - i\,\nu\tan\Theta}.$$

Durch Gleichsetzung der reellen und der imaginären Bestandteile in:

$$(\mathfrak{u} + i\,\mathfrak{v})(1 - i\,\nu\tan\Theta) = \tan\Theta + i\,\nu$$

ergeben sich die beiden Gleichungen:

17a. $$\mathfrak{u} + \tan\Theta\,(\mathfrak{v}\,\nu - 1) = 0,$$

17b. $$\mathfrak{v} - \nu\,(\mathfrak{u}\tan\Theta + 1) = 0.$$

Eliminiert man hieraus ν, so erhält man für den ersten geometrischen Ort die Gleichung:

$$\mathfrak{u}^2 + \mathfrak{u}\,(\operatorname{cotg}\Theta - \tan\Theta) + \mathfrak{v}^2 = 1$$

oder:

18. $$(\mathfrak{u} - \mathfrak{u}_0)^2 + \mathfrak{v}^2 = 1 + \mathfrak{u}_0^2,$$

worin:

19. $$\mathfrak{u}_0 = -\operatorname{cotg} 2\Theta.$$

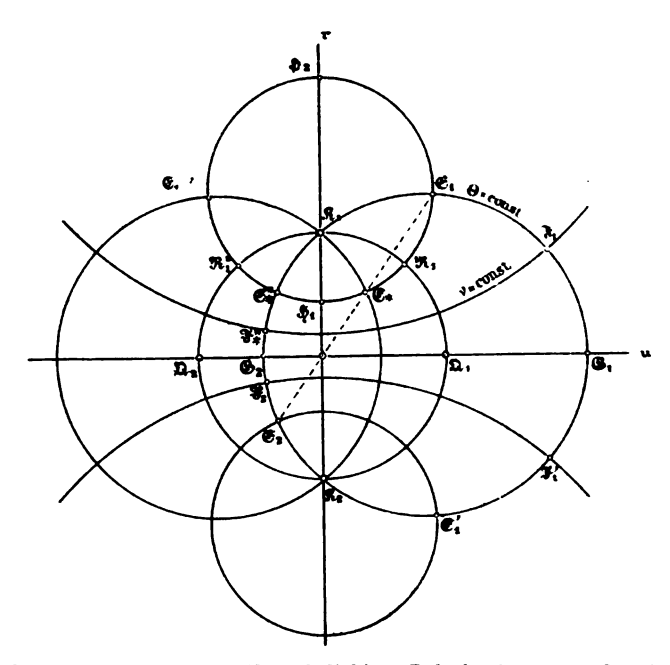


Fig. 3. Geometrische Darstellung beliebiger Polarisationszustände mit dem Hauptachsenazimut Θ und dem Achsenverhältnis ν.

Dies ist für einen bestimmten Wert des Azimuts Θ die Gleichung eines Kreises. Für alle Werte des Azimuts erhalten wir eine Kreisschar. Ihre Mittelpunkte liegen auf der $\mathfrak{u}$-Achse im Abstande:

$$\mathfrak{u}_0 = -\operatorname{cotg} 2\Theta$$

vom Anfangspunkte $\mathfrak{P}_1$. Die Punkte $\mathfrak{K}_1\,\mathfrak{K}_2$ sind allen Kreisen gemeinsam. In Fig. 3 stellen also die Punkte

$\mathfrak{S}_1\,\mathfrak{J}_1\,\mathfrak{E}_1\,\mathfrak{K}_1\,\mathfrak{E}_*''\,\mathfrak{J}_*''\,\mathfrak{S}_2\,\mathfrak{J}_2\,\mathfrak{E}_2\,\mathfrak{K}_2\,\mathfrak{E}_1'\,\mathfrak{J}_1'$ sämtliche Schwingungsformen der Fig. 4 dar.

II. Die durch Elimination von Θ aus **17.** hervorgehende Beziehung:

20.
$$\mathfrak{u}^2 + (\mathfrak{v} - \mathfrak{v}_0)^2 = \left(\frac{1 - \nu^2}{2\nu}\right)^2$$

worin:

$$\mathfrak{v}_0 = \frac{1 + \nu^2}{2\nu},$$

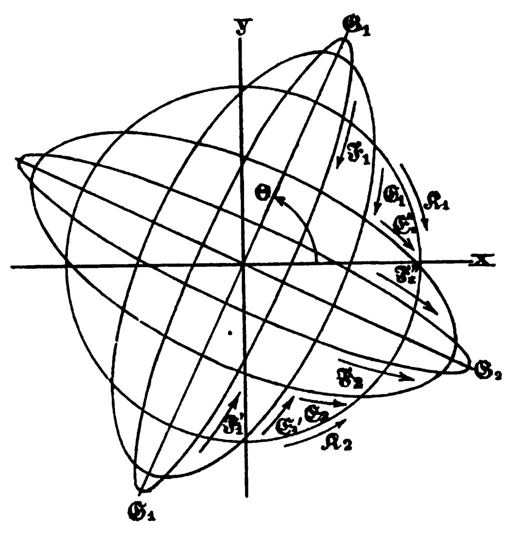


Fig. 4. Die Schar der Schwingungsellipsen mit konstantem Hauptachsenazimut Θ.

ist die Gleichung eines **Kreises**, dessen Punkte alle Schwingungsellipsen mit dem konstanten Achsenverhältnis ν darstellen. Durch Veränderung des Wertes von ν bekommt man wieder eine **Kreisschar**. Ihre Mittelpunkte liegen auf der $\mathfrak{v}$-Achse. Für die Schnittpunkte $(0, \mathfrak{v}_1)$, $(0, \mathfrak{v}_2)$ eines Kreises mit dieser Achse gilt:

21.
$$\mathfrak{v}_1 = \nu, \qquad \mathfrak{v}_2 = \frac{1}{\nu},$$

folglich ist:

22.
$$\mathfrak{v}_1 \cdot \mathfrak{v}_2 = 1,$$

d. h. die Schar der Kreise $\nu =$ const. bildet mit den Kreisen $\Theta =$ const. das STEINER'sche **Orthogonalsystem**. In

Fig. 3 entsprechen z. B. die Punkte $\mathfrak{H}_1\, \mathfrak{E}_*\, \mathfrak{R}_1\, \mathfrak{E}_1\, \mathfrak{H}_2\, \mathfrak{E}_1''\, \mathfrak{R}_1''\, \mathfrak{E}_*''$ den Schwingungsformen der Fig. 5.

Es werden also alle Polarisationszustände, die man erhält, indem man Θ konstant und ν veränderlich oder ν konstant und Θ veränderlich

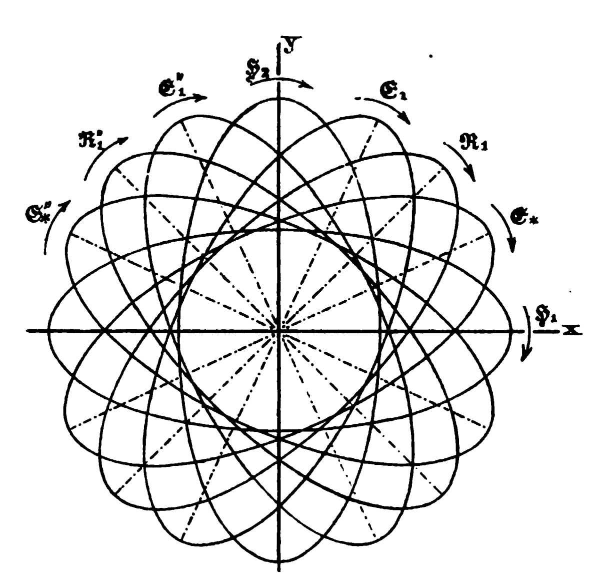


Fig. 5. Die Schar der Schwingungsellipsen mit konstantem Achsenverhältnis ν.

setzt, repräsentiert durch Punkte der komplexen Ebene, die der Steiner'schen elliptischen oder hyperbolischen Kreisschar angehören.

b) Eindeutigkeit der Darstellung.

In der komplexen Ebene schneiden sich je zwei Kreise $\nu = \text{const.}$ und $\Theta = \text{const.}$ in zwei Punkten, so daß man einem Schwingungszustande zwei Punkte der $(\mathfrak{u}, \mathfrak{v})$-Ebene zuordnen könnte.

Anderseits folgt aus der Form der Gleichung 18 für die Kreise $\Theta = \text{const.}$, daß sie beim Vertauschen von Θ mit $\frac{\pi}{2} + \Theta$ ungeändert bleiben. Eine beliebige Schwingungsellipse und die um $\frac{\pi}{2}$ dagegen gedrehte werden demnach dargestellt durch die Punkte desselben Kreises $\Theta = \text{const.}$

Ferner bleibt die Gleichung **20** eines Kreises $\nu = \text{const.}$ ungeändert, wenn man darin ν durch $\frac{1}{\nu}$ ersetzt; daher können die Punkte eines solchen Kreises alle Schwingungsellipsen vom Achsenverhältnis ν und $\frac{1}{\nu}$ darstellen. Zu einem bestimmten Punkte 𝔈 der (u, 𝔳)-Ebene gehören also die beiden Azimute Θ und $\frac{\pi}{2} + \Theta$ und die beiden Achsenverhältnisse ν und $\frac{1}{\nu}$ einer elliptischen Schwingung, so daß man folgende vier Fälle zu unterscheiden hat:

	Achsenverhältnis	Winkel (a x)
1.	$\frac{b_1}{a_1} = \nu$	Θ
2.	$\frac{b_2}{a_2} = \frac{1}{\nu}$	$\frac{\pi}{2} + \Theta$
3.	$\frac{b_3}{a_3} = \frac{1}{\nu}$	Θ
4.	$\frac{b_4}{a_4} = \nu$	$\frac{\pi}{2} + \Theta$

Da 1 und 2, 3 und 4 je dieselbe Ellipse liefern, so ergeben sich zwei verschiedene Schwingungsellipsen (Fig. 6), welche gleiches Achsenverhältnis haben und um $\frac{\pi}{2}$ gegeneinander gedreht sind. Demnach würden einem Punkte 𝔈 der (u, 𝔳)-Ebene zwei Schwingungsellipsen dieser Art zugeordnet sein.

Um dieses zweideutige Entsprechen zu beseitigen, muß man sich vergegenwärtigen, welche Gestalt die durch ihre Charakteristik 𝔈 (φ, Γ) (Gl. **10** p. 546) dargestellte elliptische Schwingung hat, deren Komponenten x, y in **11**. p. 546 angegeben sind. Bezeichnet man die Hauptachsen mit a und b und den Winkel (a x) mit Θ, so lauten die Schwingungsgleichungen, wenn man mit Hilfe der Transformationsformeln **16** die Komponenten $\bar{x}$ // a und $\bar{y}$ // b einführt:

$$\textbf{23.}\quad \begin{aligned} \bar{x} &= \cos pt \cos\Theta + r\,.\cos(pt - \delta)\sin\Theta = a\,.\cos(pt - \psi) \\ \bar{y} &= -\cos pt \sin\Theta + r\,.\cos(pt - \delta)\cos\Theta = b\,.\sin(pt - \psi) \end{aligned}$$

Daraus folgt:

$$\begin{aligned} a \,.\, \cos\psi &= \cos\Theta + r\cos\delta\sin\Theta \\ a \,.\, \sin\psi &= \qquad\qquad r\sin\delta\sin\Theta \\ b \,.\, \cos\psi &= \qquad\qquad r\sin\delta\cos\Theta \\ b \,.\, \sin\psi &= \sin\Theta - r\cos\delta\cos\Theta \end{aligned}$$

und es ergibt sich:

$$a^2 - b^2 = (1 - r^2)\cos 2\Theta + 2r\sin 2\Theta\cos\delta$$

oder nach 4 auf p. 544:

24. $$a^2 - b^2 = \frac{2r\cos\delta}{\sin 2\Theta}.$$

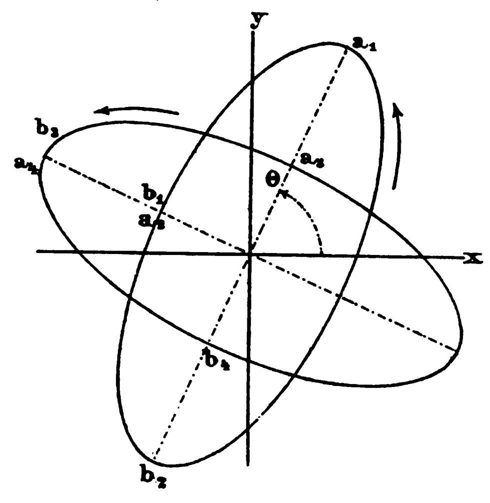


Fig. 6. Die beiden durch einen Punkt der (u, v)-Ebene dargestellten Schwingungsellipsen.

Nimmt man zunächst an, der Punkt 𝔈 liege im ersten oder vierten Quadranten der (u, v)-Ebene, so daß

I. $r \,.\, \cos\delta > 0$, dann wird:

$$a^2 - b^2 \gtrless 0, \text{ je nachdem } \begin{array}{c} 0 < \Theta < \frac{\pi}{2} \\ \frac{\pi}{2} < \Theta < \pi. \end{array}$$

Für einen Wert von Θ zwischen 0 und $\frac{\pi}{2}$ muß also $a > b$, d. h. $|\nu| < 1$ sein, dagegen wenn Θ zwischen $\frac{\pi}{2}$ und π liegt, so ist $a < b$, d. h. $|\nu| > 1$. Da nun der Winkel Θ

definiert ist als Winkel der Halbachse a mit der x-Achse und a im ersten Falle die größere, im zweiten die kleinere Halbachse ist, so folgt, daß das Azimut der größeren Achse kleiner als $\frac{\pi}{2}$ sein muß, d. h. solange der Punkt 𝔈 eine positive Abszisse hat, kann die dargestellte Schwingungsellipse nur so liegen, wie es den Fällen 1 oder 2 entspricht.

II. Für $r \cdot \cos\delta < 0$ wird:

$$a^2 - b^2 \gtrless 0, \text{ je nachdem } \begin{matrix} \frac{\pi}{2} < \Theta < \pi \\ 0 < \Theta < \frac{\pi}{2}. \end{matrix}$$

Also für Punkte im zweiten und dritten Quadranten gilt folgendes: Für alle Werte Θ zwischen 0 und $\frac{\pi}{2}$ ist $a < b$, d. h. $|\nu| > 1$, dagegen für solche Werte von Θ, die zwischen $\frac{\pi}{2}$ und π liegen, ist $a > b$, d. h. $|\nu| < 1$. In diesem Falle ist das Azimut der größeren Halbachse größer als $\frac{\pi}{2}$, d. h. für alle Punkte 𝔈 der (u, 𝔳)-Ebene mit negativer Abszisse $u < 0$ kann nur der Fall 3 oder 4 eintreten.

Wenn man also für Θ nur solche Werte zuläßt, die zwischen 0 und $\frac{\pi}{2}$ liegen, so muß man für Punkte (u, 𝔳) mit positivem u $|\nu| < 1$, für solche mit negativem u $|\nu| > 1$ annehmen.

Läßt man anderseits für den absoluten Betrag $|\nu|$ des Achsenverhältnisses nur Werte kleiner als 1 zu, so muß man für den ersten und vierten Quadranten der (u, 𝔳)-Ebene $0 < \Theta < \frac{\pi}{2}$, für den zweiten und dritten Quadranten $\frac{\pi}{2} < \Theta < \pi$ setzen.

Es soll nun stets $|\nu| < 1$ und Θ von 0 bis π gerechnet werden, dann gilt für alle Punkte eines Kreises $|\nu| = \text{const.}$ ein und derselbe Wert $|\nu| < 1$, dagegen hat man auf einem Kreise $\Theta = \text{const.}$ für den im ersten und vierten Quadranten befindlichen Bogen den Wert Θ, für den im zweiten und dritten Quadranten liegenden den Wert $\Theta + \frac{\pi}{2}$ zu nehmen. Die Größe Θ springt also auf einem Kreise $\Theta = \text{const.}$ beim

Durchgang durch die Punkte $\mathfrak{K}_1 \mathfrak{K}_2$ um $\frac{\pi}{2}$. Damit ist aber ein ein-eindeutiges Entsprechen zwischen den Punkten der $(\mathfrak{u}, \mathfrak{v})$-Ebene und den Polarisationszuständen elliptisch polarisierter Wellen herbeigeführt.

Taf. XXXIII soll diesen Zusammenhang veranschaulichen, insofern als die eingezeichneten Schwingungsellipsen durch ihre Mittelpunkte repräsentiert und die (x, y)-Achsen parallel den $(\mathfrak{u}, \mathfrak{v})$-Achsen angenommen sind. Für die Punkte $\mathfrak{K}_1 \mathfrak{K}_2$, welche zirkulare Schwingungen repräsentieren, hat $|\nu|$ seinen größten Wert 1. Die Größe $|\nu|$ wird kleiner, d. h. die Elliptizität der darzustellenden Schwingungen nimmt zu, je größer die die Punkte $\mathfrak{K}_1 \mathfrak{K}_2$ umschließenden Kreise $\nu =$ const. werden, und es wird $\nu = 0$, d. h. die Schwingung ist geradlinig für die $\mathfrak{u}$-Achse.

Für die Punkte der Verbindungsgeraden von $\mathfrak{K}_1 \mathfrak{K}_2$ ist das Azimut $\Theta = 0$. Auf den Kreisbögen zwischen $\mathfrak{K}_1$ und $\mathfrak{K}_2$ wächst Θ, je mehr sie sich nach der Seite der positiven $\mathfrak{u}$-Achse hin von der Geraden $\mathfrak{K}_1 \mathfrak{K}_2$ entfernen und es wird $\Theta = \frac{\pi}{2}$, wenn der Kreis unendlich groß wird, d. h. für die Punkte auf $\mathfrak{K}_1 \mathfrak{K}_2$, die außerhalb der Verbindungsgeraden liegen. Für die Kreise, die sich nach der negativen Seite der $\mathfrak{u}$-Achse hin von der im Unendlichen geschlossenen Verbindungsgeraden $\mathfrak{K}_1 \mathfrak{K}_2$ ablösen, ist das Azimut Θ größer als $\frac{\pi}{2}$ und es wächst weiter, je mehr sich die Kreise zusammenziehen. Endlich wird $\Theta = \pi$ für die Punkte der direkten Verbindungsgeraden $\mathfrak{K}_1 \mathfrak{K}_2$, so daß man dieselben Schwingungszustände erhält wie für $\Theta = 0$.

c) Bemerkenswerte Paare von Polarisationszuständen.

I. — Wenn eine beliebige elliptische Schwingung wie in Gleichung 11 durch den Wert ihrer Charakteristik $\mathfrak{C}\,(\varphi, \Gamma)$ in 10 gegeben ist, die in der komplexen Ebene den Punkt $\mathfrak{C}_1$ (Fig. 3) mit den Polarkoordinaten r, δ liefert, so wird der zur $\mathfrak{u}$-Achse symmetrische Punkt $\mathfrak{C}_1'$ mit den Polarkoordinaten r, $-\delta$ eine Schwingung darstellen, deren Charakteristik:

10'. $$\mathfrak{C}_1'(\varphi, -\Gamma) = r \cdot e^{+i\delta}$$

und deren Komponenten:

$$
11'. \qquad \begin{aligned} x_1' &= \cos pt \\ y_1' &= r \cdot \cos(pt + \delta) \end{aligned}
$$

sich nur dadurch von den früheren Werten unterscheiden, daß statt der Größe $-\delta$ die entgegengesetzt gleiche $+\delta$ auftritt. Man kann aber die Gleichungen 11' auf die Form 11 bringen, indem man t durch $-t$ ersetzt. Die Gleichungen 11' stellen demnach die rückläufige Bewegung der durch 11 repräsentierten Schwingung dar, d. h. zwei zur $\mathfrak{u}$-Achse symmetrisch gelegene Punkte repräsentieren zwei Schwingungszustände, die sich nur durch ihren Bewegungssinn unterscheiden (Fig. 7, 8).

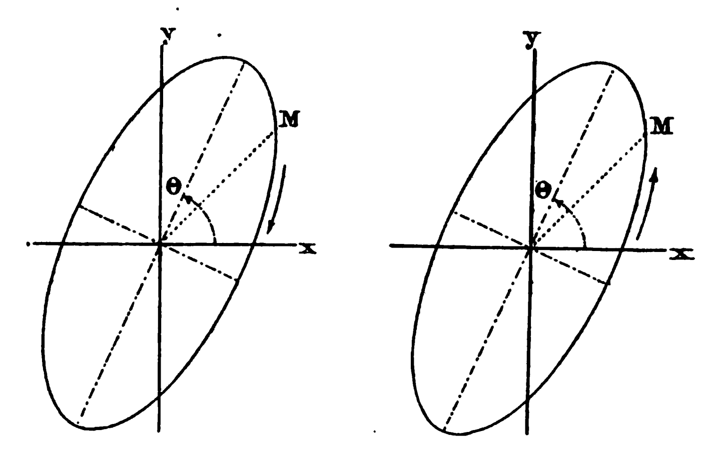


Fig. 7, 8. Rechte und linke Schwingungsellipse, die zwei zur $\mathfrak{u}$-Achse symmetrischen Punkten entsprechen.

Nach den auf p. 544 für den Bewegungssinn aufgestellten Merkmalen ergibt sich: Die Punkte der komplexen Ebene stellen Polarisationszustände von ebenen Wellen mit rechtem ↷ oder linkem ↶ Bewegungssinn dar, je nachdem ihre Ordinaten positiv oder negativ sind.

II. — Der zu dem Punkte $\mathfrak{E}_1$ in bezug auf die $\mathfrak{v}$-Achse symmetrische Punkt $\mathfrak{E}_1''$ mit den Polarkoordinaten r, $\pi - \delta$ repräsentiert eine elliptische Schwingung mit den Komponenten:

$$
\begin{aligned} x_1'' &= \cos pt \\ y_1'' &= r \cos \{pt - (\pi - \delta)\} \end{aligned}
$$

oder:

$$x_1'' = \cos pt \qquad y_1'' = -r\cos(pt + \delta). \tag{11''}$$

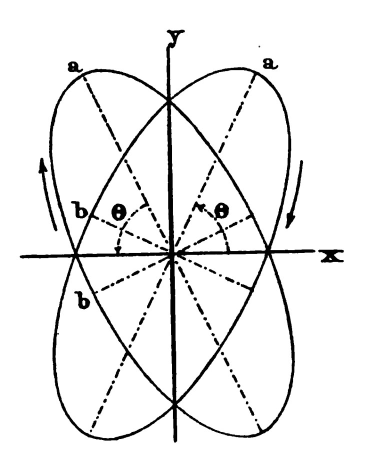


Fig. 9. Die beiden zu den Koordinatenachsen x, y symmetrischen Schwingungsellipsen, die zwei zur b-Achse symmetrischen Punkten entsprechen.

Ersetzt man darin t durch — t und vertauscht man die positive Seite der y-Achse mit der negativen, so wird **11''** identisch mit **11**, d. h. die Ellipse **11''** hat im Achsensystem x, — y dieselbe Form und Lage, wie die Ellipse **11** im Achsensystem x, y. Dann ist also für das System x, y der Bewegungssinn der Ellipse **11''** der gleiche wie der von **11**, aber die beiden Ellipsen haben in bezug auf die Koordinatenachsen x, y symmetrische Lage (Fig. 9)

III. — Bei der Behandlung optisch aktiver Körper kommen entgegengesetzt elliptisch polarisierte Schwingungen vor, d. h. zwei um $\frac{\pi}{2}$ gegeneinander gedrehte Schwingungs-

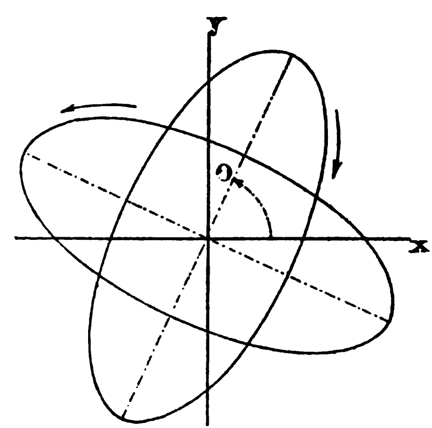


Fig. 10. Entgegengesetzt elliptisch polarisierte Schwingungen.

ellipsen von gleichem Achsenverhältnis und entgegengesetztem Bewegungssinn (Fig. 10). Die repräsentierenden Punkte $\mathfrak{E}_1$,

$\mathfrak{E}_2$ in der $(\mathfrak{u}, \mathfrak{v})$-Ebene müssen also auf verschiedenen Seiten der $\mathfrak{u}$-Achse und auf demselben Kreise $\Theta =$ const. liegen, nämlich so, daß der eine Punkt auf dem größeren, der andere auf dem kleineren Bogen über $\mathfrak{K}_1 \mathfrak{K}_2$ liegt. Durch $\mathfrak{E}_1$ und $\mathfrak{E}_2$ müssen Kreise mit gleichem absoluten Werte von ν gehen. Wenn man dann den Schnittpunkt $\mathfrak{E}_*$ von $\mathfrak{P}_1 \mathfrak{E}_1$ mit dem durch $\mathfrak{E}_1$ gehenden Kreise $\nu =$ const. zu Hilfe nimmt, so wird:

$$\mathfrak{P}_1 \mathfrak{E}_* = \mathfrak{P}_1 \mathfrak{E}_2.$$

Da nun:

$$\mathfrak{P}_1 \mathfrak{E}_* \cdot \mathfrak{P}_1 \mathfrak{E}_1 = 1$$

ist, so ergibt sich:

$$\mathfrak{P}_1 \mathfrak{E}_1 \cdot \mathfrak{P}_1 \mathfrak{E}_* = 1 = \mathfrak{P}_1 \mathfrak{K}_1 \cdot \mathfrak{P}_1 \mathfrak{K}_2,$$

d. h. $\mathfrak{E}_1 \mathfrak{P}_1 \mathfrak{E}_2$ ist eine Sehne des Kreises $\Theta =$ const., also eine Gerade. Zwei gegeneinander um $\frac{\pi}{2}$ gedrehte Schwingungsellipsen von gleicher Gestalt und entgegengesetztem Bewegungssinn werden also dargestellt durch zwei Punkte $\mathfrak{E}_1, \mathfrak{E}_2$ einer durch $\mathfrak{P}_1$ gehenden Geraden, so daß:

$$\mathfrak{P}_1 \mathfrak{E}_1 \cdot \mathfrak{P}_1 \mathfrak{E}_2 = 1.$$

d) Übergang von der eintretenden Welle zur austretenden.

Durch die auf p. 543 behandelte Kombination einer geradlinig polarisierenden Vorrichtung mit einer doppeltbrechenden inaktiven Kristallplatte erzeugt man im allgemeinen eine elliptisch polarisierte Welle. Daher nennt man diese Kombination einen elliptischen Polarisator.

Die auf die Kristallplatte senkrecht einfallende, nach $\mathfrak{P}$ geradlinig polarisierte Welle W sei dargestellt in der Form 1 p. 543 oder durch:

1'.
$$// \mathfrak{P}_1 \qquad \mathfrak{x} = e^{i\,pt}$$
$$// \mathfrak{P}_2 \qquad \mathfrak{y} = \tan\varphi \,.\, e^{i\,pt}$$

mit der Charakteristik:

$$\mathfrak{G}(\varphi) = \tan\varphi.$$

Ihr entspricht in der komplexen $(\mathfrak{u}, \mathfrak{v})$-Ebene ein Punkt $\mathfrak{G}$ (Fig. 11) der $\mathfrak{u}$-Achse mit der Abszisse:

$$\mathfrak{P}_1 \mathfrak{G} = \tan\varphi.$$

Die **austretende** elliptisch polarisierte Welle W′ wird in bezug auf die Polarisationsrichtungen $\mathfrak{P}_1\ \mathfrak{P}_2$ der Platte dargestellt durch:

9. $$\begin{aligned} // \mathfrak{P}_1 \qquad & \mathfrak{x} = e^{i\,pt} \\ // \mathfrak{P}_2 \qquad & \mathfrak{y} = \mathfrak{C}(\varphi, \Gamma) \, . \, e^{i\,pt}. \end{aligned}$$

Ihre Charakteristik ist:

12. $$\mathfrak{C}(\varphi, \Gamma) = \tan\varphi\,(\cos\delta - i \sin\delta)$$

und in der $(\mathfrak{u}, \mathfrak{v})$-Ebene entspricht ihr ein Punkt $\mathfrak{C}$ mit dem Radiusvektor $\mathfrak{P}_1\,\mathfrak{C} = \tan\varphi$ und dem Winkel $-\delta$.

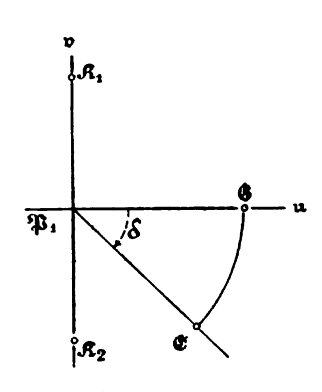


Fig. 11. **Übergang von der Charakteristik $\mathfrak{G}$ der eintretenden geradlinig polarisierten Welle W zur Charakteristik $\mathfrak{C}$ der austretenden elliptisch polarisierten Welle W′ durch Drehung der $(\mathfrak{u}, \mathfrak{v})$-Ebene um den Winkel δ.**

Dem Übergange von der eintretenden Welle W zur austretenden W′ entspricht also eine Bewegung des Punktes $\mathfrak{P}$ in der $(\mathfrak{u}, \mathfrak{v})$-Ebene auf dem durch $\mathfrak{P}$ um $\mathfrak{P}_1$ als Mittelpunkt beschriebenen Kreise bis $\mathfrak{C}$. Daher gilt der Satz:

Dem Vorgang der Erzeugung einer Welle W′ mit der Charakteristik $\mathfrak{C}(\varphi, \Gamma)$ aus einer Welle W mit der Charakteristik $\mathfrak{G}(\varphi)$ entspricht eine **Drehung** der $(\mathfrak{u}, \mathfrak{v})$-Ebene um den Nullpunkt durch den Winkel $-\delta$.

Die Drehung geschieht hier im Sinne der Uhrzeigerbewegung, führt also den Punkt $\mathfrak{G}$ aus der $\mathfrak{u}$-Achse heraus zunächst in das Gebiet der Punkte, welche **linke** Ellipsen darstellen. Die entgegengesetzte Drehung hätte sich ergeben unter der Annahme, daß die Komponente $// \mathfrak{P}_2$ die schnellere ist.

B. Darstellung der Charakteristik durch einen Punkt der Kugeloberfläche nach H. Poincaré.

Eine neue Art der geometrischen Darstellung von Charakteristiken polarisierter Wellen gewinnt H. Poincaré aus der Darstellung in der komplexen Ebene durch eine **Abbildung** dieser Ebene auf eine Kugel mit Hilfe

der stereographischen Projektion. Es werde eine Kugel mit dem Durchmesser 1 im Koordinatenanfangspunkt $\mathfrak{P}_1$ an die $(\mathfrak{u}, \mathfrak{v})$-Ebene gelegt, und der Gegenpol P_2 von P_1 $\mathfrak{P}_1$ als Projektionszentrum gewählt (Fig. 12). Dann werden die $\mathfrak{u}$- und $\mathfrak{v}$-Achse abgebildet in zwei größte Kreise, den Äquator und den ersten Meridiankreis. Die orthogonale Kreisschar

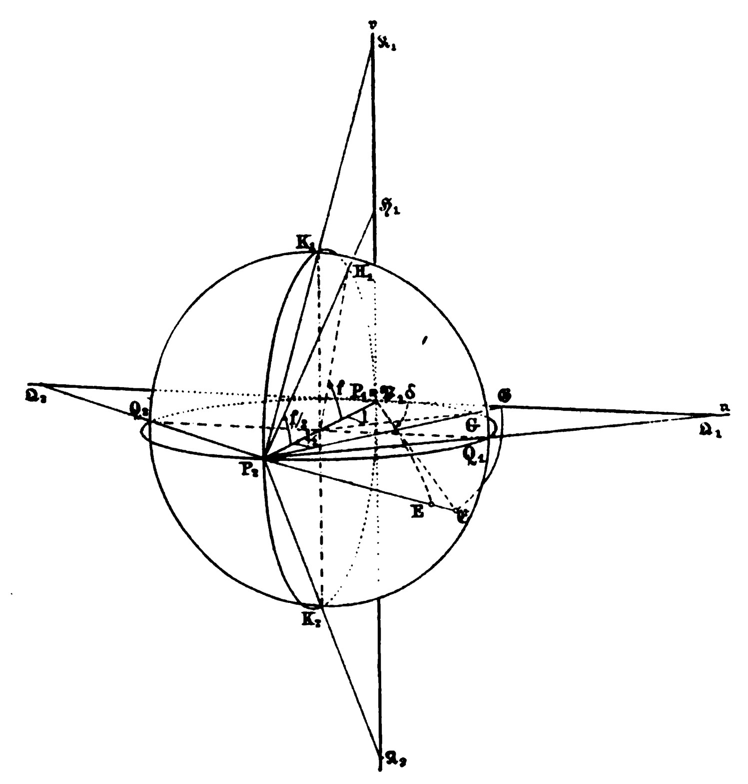


Fig. 12. Abbildung der $(\mathfrak{u}, \mathfrak{v})$-Ebene auf die Kugel durch stereographische Projektion.

in der $(\mathfrak{u}, \mathfrak{v})$-Ebene liefert auf der Kugel das orthogonale Netz der Breitenkreise und Längenkreise, die als sphärische Koordinaten dienen. Dabei wird die Länge l auf dem Äquatorkreise, dem Sinne der positiven $\mathfrak{u}$-Achse entsprechend, von 0 bis 2π gerechnet. Die Breite f soll von 0 bis $\pm\pi$ und positiv gerechnet werden auf der nördlichen Halbkugel, die den Punkten der $(\mathfrak{u}, \mathfrak{v})$-Ebene mit positiven

Ordinaten entspricht. Die Punkte $\mathfrak{K}_1$ und $\mathfrak{K}_2$ bilden sich ab als Pole des Äquators: $\mathfrak{K}_1$ als Nordpol K_1, $\mathfrak{K}_2$ als Südpol K_2.

Durch die Projektion wird jedem Punkte der komplexen Ebene ein und nur ein Punkt der Kugel zugeordnet. Infolge der auf p. 547 erörterten Beziehung der Punkte dieser Ebene zu den Charakteristiken polarisierter Wellen kann man nun auch jedem Punkte der Kugeloberfläche umkehrbar eindeutig eine solche Charakteristik zuordnen.

Danach wird z. B. ein Punkt G des Äquatorkreises von der Länge l einen geradlinigen Schwingungszustand darstellen, entsprechend dem zugeordneten Punkte $\mathfrak{G}$ der u-Achse in der komplexen Ebene (Fig. 12). Da der Winkel $P_1 P_2 G = \frac{l}{2}$ ist, folgt:

$$\mathfrak{P}_1 \mathfrak{G} = \tan \frac{l}{2}.$$

Da ferner nach 15, p. 548:

$$\mathfrak{P}_1 \mathfrak{G} = \tan \varphi$$

gleich der Tangente des Azimuts φ der dem Punkte $\mathfrak{G}$ entsprechenden geradlinigen Schwingung gegen die x-Achse ist, so wird:

$$\varphi = \frac{l}{2}$$

d. h. das Azimut φ der durch den Punkt G des Äquatorkreises dargestellten geradlinigen Schwingung gegen die Koordinatenachse x ist gleich der halben Länge l des Punktes G.

Ein Punkt H_1 des ersten Meridiankreises von der Breite f repräsentiert, entsprechend dem zugeordneten Punkte $\mathfrak{H}_1$ der $\mathfrak{v}$-Achse der komplexen Ebene, eine in bezug auf die Koordinatenachsen x, y in der Hauptlage befindliche elliptische Schwingung vom Achsenverhältnis:

$$\nu = \mathfrak{P}_1 \mathfrak{H}_1 = \tan \frac{f}{2},$$

d. h. die Punkte des ersten Meridiankreises stellen die in der Hauptlage befindlichen elliptischen Schwingungen dar, deren Achsenverhältnis gleich der Tangente der halben Breite ist.

Da sich nun die Kreise $\nu =$ const. in der komplexen Ebene als Breitenkreise und die Kreise $\Theta =$ const. als Meridiankreise projizieren, so stellen die Punkte gleicher Breite f

alle Schwingungsellipsen gleichen Achsenverhältnisses $\nu = \tan \frac{f}{2}$ dar (Fig. 5) und die Punkte gleicher Länge l repräsentieren alle Schwingungsellipsen gleichen Azimuts $\Theta = \frac{l}{2}$ der Hauptachsen in bezug auf die x-Achse des Koordinatensystems (Fig. 4). Da die Breite f auf der Kugel ihrem absoluten Betrage nach kleiner als $\frac{\pi}{2}$ bleiben sollte, so ist stets das Achsenverhältnis $\nu < 1$. Ferner gilt, daß einer positiven Breite ein rechter, einer negativen Breite ein linker Bewegungssinn der elliptischen Schwingung entspricht.

Die Pole K_1, K_2 des Äquators sind die den beiden zirkularen Schwingungen entsprechenden Punkte. Zwei Punkte, die in bezug auf den Meridian durch P_1, P_2 symmetrisch liegen, stellen zwei in bezug auf die Koordinatenachsen x, y symmetrisch gelegene Schwingungen dar (Fig. 9). Die beiden Endpunkte eines Äquatordurchmessers repräsentieren zwei zueinander senkrechte geradlinige Schwingungen. Allgemein stellen die beiden Endpunkte eines beliebigen Durchmessers, da sie gleiche aber entgegengesetzte Breite haben und ihre Längen sich um π voneinander unterscheiden, zwei entgegengesetzt elliptisch polarisierte Schwingungen dar (Fig. 10).

Dem Übergange von der auf eine Kristallplatte senkrecht einfallenden Welle W zur austretenden Welle W′ entspricht nach p. 560 in der komplexen Ebene eine Drehung um $\mathfrak{P}_1$ durch den Winkel $\delta = 2\pi \frac{\Gamma}{\lambda}$. Auf der Kugel entspricht ihr eine gleich große Drehung um den Äquatordurchmesser $P_1 P_2$. Dadurch wird z. B. der Punkt G des Äquatorkreises (Fig. 12) übergeführt nach E, dessen Breite und Länge das Achsenverhältnis ν und das Azimut Θ der Hauptachse für die austretende Schwingung liefern. Anderseits bestimmen für einen gegebenen Punkt E der Kugel der Winkel $G P_1 E$ den Gangunterschied und der Bogen $P_1 E$ das Amplitudenverhältnis der elliptischen Schwingung bezogen auf die Richtungen $\mathfrak{P}_1$ $\mathfrak{P}_2$ der Kristallplatte. Denn es ist:

25. $$G P_1 E = \delta = 2\pi \frac{\Gamma}{\lambda}, \quad P_1 E = P_1 G = 2\varphi,$$

und $\tan\varphi = r =$ dem Amplitudenverhältnis. —

Zu sehr anschaulichen Resultaten führt die Poincaré'sche Darstellung der Polarisationszustände auf der Kugel, wenn die Wirkung einer Kombination von Kristallplatten auf eine einfallende polarisierte Welle untersucht werden soll. Zur Ermittlung des Polarisationszustandes der austretenden Welle durch geometrische Konstruktionen muß man die Darstellung der Polarisationszustände an den Grenzebenen jeder Platte in der komplexen $(\mathfrak{u}, \mathfrak{v})$-Ebene benutzen; hierbei sind den aufeinander folgenden Platten entsprechend die Hauptachsenazimute Θ zu verändern. Soll dagegen jener Polarisationszustand analytisch ausgedrückt werden durch die Gangunterschiede und die zur gegenseitigen Orientierung der Platten dienenden Größen, so ist die Darstellung auf der Kugel vorzuziehen; dabei sind der Anordnung der Platten entsprechend der Reihe nach Drehungen um verschiedene Äquatordurchmesser auszuführen, die jedesmal den doppelten Winkel miteinander bilden, wie die Polarisationsrichtungen der schnelleren Wellen in den Kristallplatten. Bedeutet Γ_h den Gangunterschied einer der Platten, so ist der zugehörige Drehungswinkel $\delta_h = 2\pi \frac{\Gamma_h}{\lambda}$. Nach dem Euler'schen Theorem über die Zusammensetzung von Drehungen läßt sich dann die Anzahl der nacheinander auszuführenden Drehungen auf eine einzige Drehung reduzieren[1].

3. Anwendungen.

Die H. Poincaré'sche Methode bietet zunächst ein Hilfsmittel für die Untersuchung der Interferenzerscheinungen an inaktiven Kristallplatten dar. Insbesondere kann sie dazu dienen, auf Grund der Beziehungen zwischen den der Messung oder Berechnung zugänglichen Größen Γ, φ, ν und Θ zwei von ihnen geometrisch zu konstruieren, wenn die beiden anderen gegeben sind.

[1] H. Poincaré, Théorie math. de la lumière. II. 285. Rôle des piles de mica.

A. Konstruktionen in der komplexen Ebene.

Polarisationszustand der austretenden Welle. — Es soll für die austretende Schwingungsellipse das Achsenverhältnis ν und das Azimut Θ ihrer großen Achse gegen die Polarisationsrichtung $\mathfrak{P}_1$ der schnelleren Welle in der Kristallplatte konstruiert werden, wenn der Gangunterschied Γ der Platte und die Orientierung des Polarisators $\mathfrak{P}$ gegen die Platte durch den Winkel $(\mathfrak{P}_1 \mathfrak{P}) = \varphi$ gegeben sind.

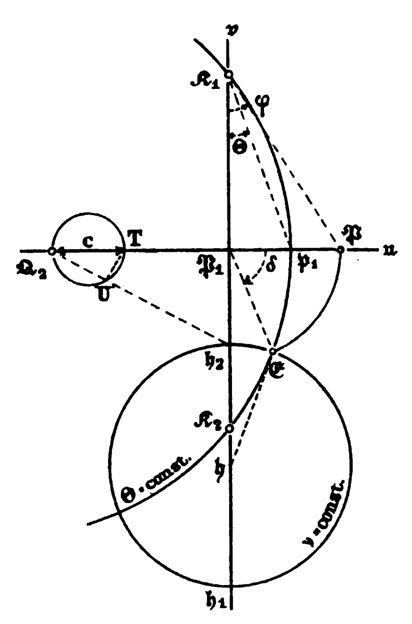


Fig. 13. Geometrischer Zusammenhang zwischen Amplitudenverhältnis und Phasendifferenz, Achsenverhältnis und Hauptachsenazimut einer elliptischen Schwingung.

In Fig. 13 mögen in dem rechtwinkeligen Achsensystem $\mathfrak{P}_1$ u, $\mathfrak{P}_1$ v die Punkte $\mathfrak{K}_1$, $\mathfrak{K}_2$ der v-Achse die Ordinaten $+i$, $-i$ haben, dann liegt für die durch den Winkel φ gegebene einfallende geradlinig polarisierte Schwingung der repräsentierende Punkt $\mathfrak{P}$ auf der u-Achse so, daß der Winkel $\mathfrak{P}_1 \mathfrak{K}_1 \mathfrak{P} = \varphi$ ist. Dem Übergang von der einfallenden zu der aus der Kristallplatte austretenden Schwingung $\mathfrak{E}$ entspricht eine Drehung der komplexen Ebene um den Koordinatenanfangspunkt $\mathfrak{P}_1$ durch den Winkel $-\delta = -2\pi \frac{\Gamma}{\lambda}$. Der die austretende Schwingung repräsentierende Punkt $\mathfrak{E}$ liegt also auf dem Kreise durch $\mathfrak{P}$ um $\mathfrak{P}_1$, so daß $\mathfrak{E}\mathfrak{P}_1\mathfrak{P} = -\delta$ ist.

Die gesuchten Größen Θ und ν lassen sich nun mit Hilfe der durch $\mathfrak{E}$ gehenden Kreise der orthogonalen Schar ermitteln. Der Kreis $\Theta =$ const. geht durch die Punkte $\mathfrak{K}_1 \mathfrak{E} \mathfrak{K}_2$; bezeichnet man mit $\mathfrak{p}_1$ den einen seiner Schnittpunkte mit der u-Achse, so ist das gesuchte Hauptachsenazimut Θ gleich

dem Winkel $\mathfrak{P}_1 \mathfrak{K}_1 \mathfrak{p}_1$. Der Kreis $\nu =$ const. muß in $\mathfrak{C}$ den Kreis $\Theta =$ const. rechtwinkelig schneiden, d. h. sein Mittelpunkt ist der Schnittpunkt $\mathfrak{h}$ der Tangente des Kreises $\Theta =$ const. im Punkte $\mathfrak{C}$ mit der $\mathfrak{v}$-Achse. Der durch $\mathfrak{C}$ gehende um $\mathfrak{h}$ beschriebene Kreisbogen möge die $\mathfrak{v}$-Achse in $\mathfrak{h}_2$ schneiden; dann ist das gesuchte Achsenverhältnis ν gleich der Strecke $\mathfrak{P}_1 \mathfrak{h}_2$.

Da die Summe der Halbachsenquadrate für die austretende Schwingungsellipse gleich c^2, dem Amplitudenquadrat der einfallenden geradlinigen Schwingung ist, so lassen sich die Halbachsen der durch $\mathfrak{C}$ dargestellten elliptischen Schwingung selbst konstruieren unter Zuhilfenahme des Punktes $\mathfrak{Q}_2 = (-1, 0)$ und des Endpunktes T der in $\mathfrak{Q}_2$ auf der u-Achse abgetragenen Strecke $\mathfrak{Q}_2 T = c$. Bedeutet nämlich U den Schnittpunkt des über $\mathfrak{Q}_2 T$ als Durchmesser beschriebenen Kreises mit der Geraden $\mathfrak{Q}_2 \mathfrak{h}_2$, so ist:

$$(\mathfrak{Q}_2 U)^2 + (U T)^2 = c^2.$$

Da ferner:

$$\frac{T U}{U \mathfrak{Q}_2} = \mathfrak{h}_2 \mathfrak{P}_1$$

ist, so sind TU und $U\mathfrak{Q}_2$ die Halbachsen der durch $\mathfrak{C}$ dargestellten Schwingungsellipse.

Gangunterschied der Platte und Orientierung des Polarisators. — Ebenso einfach ist die Behandlung der umgekehrten Aufgabe: Aus einer doppeltbrechenden inaktiven Kristallplatte tritt eine elliptisch polarisierte Welle W' von bekanntem Achsenverhältnis ν und bekanntem Azimut Θ der Hauptachse a gegen die Polarisationsrichtung $\mathfrak{P}_1$ der Platte; es sind gesucht der Gangunterschied Γ der Platte und die Orientierung $(\mathfrak{P}\mathfrak{P}_1) = \varphi$ des Polarisators vor der Kristallplatte, der geradlinig nach $\mathfrak{P}$ polarisiertes Licht liefert.

In diesem Falle kann man zunächst (Fig. 13) mit Hilfe des Winkels Θ, den man in $\mathfrak{K}_1$ an $\mathfrak{K}_1 \mathfrak{K}_2$ anträgt, den Punkt $\mathfrak{p}_1$ der u-Achse und damit den Kreis $\Theta =$ const. durch $\mathfrak{K}_1 \mathfrak{p}_1 \mathfrak{K}_2$ konstruieren. Durch das gegebene Achsenverhältnis ν werden auf der $\mathfrak{v}$-Achse die zwei Schnittpunkte $\mathfrak{h}_1$ und $\mathfrak{h}_2$ des Kreises $\nu =$ const. bestimmt, weil $\mathfrak{P}_1 \mathfrak{h}_2 = \nu$ und $\mathfrak{P}_1 \mathfrak{h}_1 = \frac{1}{\nu}$ ist. Noch

einfacher verfährt man bei Benützung des Winkels $J = \operatorname{arc} \tan \nu$, der zugleich mit der austretenden Schwingung gegeben ist; indem man nämlich in $\mathfrak{O}_2$ an die u-Achse die Winkel J und $\frac{\pi}{2} - J$ anträgt, liefern die Schnittpunkte der freien Schenkel mit der $\mathfrak{v}$-Achse ebenfalls die Punkte $\mathfrak{h}_2$ und $\mathfrak{h}_1$. Der den Kreisen Θ = const. und ν = const. gemeinsame Punkt $\mathfrak{E}$ repräsentiert dann die gegebene elliptische Schwingung, und ist als solcher eindeutig festgelegt, wenn der Umlaufssinn der Ellipse bekannt ist. Dann ist aber der gesuchte Gangunterschied Γ gegeben durch den Winkel:

$$\mathfrak{E}\,\mathfrak{P}_1\,\mathfrak{u} = 2\pi\,\frac{\Gamma}{\lambda}.$$

Die Strecke: $\mathfrak{P}_1\,\mathfrak{E} = r$ ist gleich dem Amplitudenverhältnis. Der Schnittpunkt $\mathfrak{P}$ des Kreises um $\mathfrak{P}_1$ durch $\mathfrak{E}$ mit der u-Achse repräsentiert die einfallende geradlinig polarisierte Schwingung selbst, so daß der gesuchte Winkel $\varphi = \mathfrak{P}\,\mathfrak{K}_1\,\mathfrak{P}_1$ ist.

In ähnlicher Weise kann man verfahren, wenn eine andere Kombination gegebener und gesuchter Größen vorgeschrieben ist.

Vergleich mit der MAXWELL'schen Konstruktion für die Orientierung der Schwingungsellipse an der Austrittsfläche. — Mit Benutzung von 4 p. 544 hat CL. MAXWELL[1] eine geometrische Konstruktion für den Winkel 2Θ bei gegebenen Werten von Γ und φ abgeleitet, die zu der vorhin angegebenen in einer einfachen Beziehung steht.

Nach MAXWELL konstruiert man zunächst (Fig. 14) ein rechtwinkeliges Dreieck $\mathfrak{K}_1\,\mathfrak{P}_1\,\mathfrak{P}$ aus $\mathfrak{K}_1\,\mathfrak{P}_1 = 1$ und dem Winkel $\mathfrak{P}_1\,\mathfrak{K}_1\,\mathfrak{P} = 2\varphi$. Sodann legt man in $\mathfrak{P}_1$ an $\mathfrak{P}_1\,\mathfrak{P}$ den Winkel $\delta = 2\pi\,\frac{\Gamma}{\lambda}$ an, dessen freier Schenkel den mit $\mathfrak{P}_1\,\mathfrak{P}$ als Radius um $\mathfrak{P}_1$ beschriebenen Kreis in $\mathfrak{E}$ schneidet. Der Fußpunkt des von $\mathfrak{E}$ auf $\mathfrak{P}_1\,\mathfrak{P}$ gefällten Lotes sei $\mathfrak{p}_1$, dann ist:

$$\mathfrak{P}_1\,\mathfrak{K}_1\,\mathfrak{p}_1 = 2\,\Theta.$$

Wählt man in der Fig. 14 $\mathfrak{P}_1\,\mathfrak{P}$ zur u-Achse und $\mathfrak{P}_1\,\mathfrak{K}_1$ zur $\mathfrak{v}$-Achse, so daß in der $(\mathfrak{u}, \mathfrak{v})$-Ebene $\mathfrak{K}_1 = (0, +i)$ wird, und konstruiert man den durch $\mathfrak{E}$ gehenden Kreis Θ = const.,

[1] CL. MAXWELL, Trans. Roy. Soc. Edinburgh. 26. 185. 1872.

so muß $\mathfrak{K}_1\mathfrak{p}_1$ Tangente dieses Kreises und also die in $\mathfrak{p}_1$ auf $\mathfrak{P}_1\bar{\mathfrak{P}}$ errichtete Senkrechte $\mathfrak{p}_1\bar{\mathfrak{E}}$ Polare des Punktes $\mathfrak{P}_1$ sein in bezug auf den Kreis $\Theta = \text{const.}$ Für die Sekante $\bar{\mathfrak{E}}\mathfrak{E}\mathfrak{P}_1\mathfrak{F}$ gilt also, daß das Doppelverhältnis:

$$(\bar{\mathfrak{E}}\mathfrak{E}\mathfrak{P}_1\mathfrak{F}) = -1$$

und da:

$$\mathfrak{E}\mathfrak{P}_1 \cdot \mathfrak{P}_1\mathfrak{F} = \mathfrak{K}_2\mathfrak{P}_1 \cdot \mathfrak{P}_1\mathfrak{K}_1 = 1$$

ist, so folgt:

$$\mathfrak{P}_1\bar{\mathfrak{E}} : \mathfrak{E}\bar{\mathfrak{E}} = 1 : \sqrt{1 + \overline{\mathfrak{P}_1\mathfrak{E}}^2}.$$

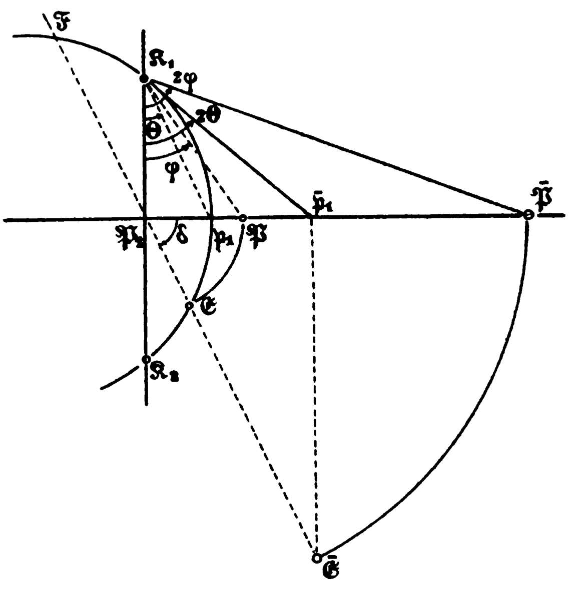


Fig. 14. Die MAXWELL'sche Konstruktion des Hauptachsenazimuts.

Beschreibt man mit $\mathfrak{P}_1\bar{\mathfrak{E}}$ als Radius einen Kreisbogen um $\mathfrak{P}_1$, der die u-Achse in $\bar{\mathfrak{P}}$ schneidet, so ergibt sich, da nach der Konstruktion:

$$\mathfrak{P}_1\bar{\mathfrak{E}} = \mathfrak{P}_1\bar{\mathfrak{P}}$$

ist:

$$\mathfrak{P}_1\mathfrak{P} : \mathfrak{P}\bar{\mathfrak{P}} = 1 : \mathfrak{K}_1\bar{\mathfrak{P}}.$$

d. h. $\mathfrak{K}_1\mathfrak{P}$ ist Winkelhalbierende im Dreieck $\mathfrak{P}_1\mathfrak{K}_1\bar{\mathfrak{P}}$, also:

$$\mathfrak{P}_1\mathfrak{K}_1\mathfrak{P} = \varphi.$$

Damit ist aber nachgewiesen, daß die MAXWELL'sche und die oben angeführte Konstruktion zu gleichen Werten Θ führen, wenn man von gleichen Werten φ ausgeht.

B. Elliptischer Polarisator.

Die POINCARÉ'sche Methode soll im folgenden dazu benutzt werden, um einige bekannte, für die Synthese und Analyse elliptisch polarisierter Wellen geltende Sätze, deren analytische Herleitung auf den Gleichungen **4**, **5** p. 544 beruht, geometrisch abzuleiten. Unter den Vorrichtungen zur Erzeugung elliptisch polarisierter Wellen, den elliptischen Polarisatoren, hat man entsprechend den auf p. 547 erwähnten Fällen zwei Typen zu unterscheiden: solche, bei denen eine doppeltbrechende Kristallplatte in fester Stellung von veränderlicher Dicke benutzt wird, und solche, bei denen eine Kristallplatte von konstanter Dicke gegen die geradlinig polarisierende Vorrichtung gedreht werden muß.

Kristallplatten von veränderlicher Dicke. — In dem speziellen Falle, wo der Winkel zwischen der Polarisationsrichtung $\mathfrak{P}_1$ der schnelleren Welle in der Kristallplatte und der Polarisationsrichtung $\mathfrak{P}$ der geradlinig polarisierenden Vorrichtung $(\mathfrak{P}_1\,\mathfrak{P}) = \frac{\pi}{4}$ beträgt, wird die auf die Kristallplatte einfallende Schwingung dargestellt durch den Punkt $\mathfrak{Q}_1$ der u-Achse, wo $\mathfrak{P}_1\,\mathfrak{Q}_1 = 1$ ist. Läßt man nun den Gangunterschied wachsen, so ändern sich die austretenden Schwingungszustände entsprechend der Bewegung des Punktes $\mathfrak{Q}_1$ bei einer Drehung der komplexen Ebene um $\mathfrak{P}_1$ längs des um $\mathfrak{P}_1$ beschriebenen Einheitskreises (Taf. XXXIII). Da dieser Kreis zugleich alle Schwingungsellipsen darstellt, deren a-Achsen mit $\mathfrak{P}_1$ den Winkel $\Theta = \frac{\pi}{4}$ einschließen, so sind alle austretenden elliptischen Schwingungen gleich orientiert, nämlich in bezug auf die Richtung $\mathfrak{P}$ in der Hauptlage. Die bei kleinen Gangunterschieden stark gestreckten Ellipsen gehen für $\Gamma = \frac{\lambda}{4}, \frac{3\lambda}{4} \dots$ in Kreise über, entsprechend den Punkten $\mathfrak{K}_2$ und $\mathfrak{K}_1$, und arten zu geraden Linien aus, welche für $\Gamma = \frac{\lambda}{2}, \frac{3\lambda}{2}$ senkrecht, für $\Gamma = 0, \lambda, \dots$ parallel $\mathfrak{P}$ liegen. Der Bewegungssinn bestimmt sich in bekannter Weise (p. 544).

Im allgemeinen Falle, wo $(\mathfrak{P}_1\,\mathfrak{P}) = \varphi \gtrless \frac{\pi}{4}$ ist, wird

(Fig. 15) die einfallende geradlinig polarisierte Schwingung dargestellt durch einen Punkt $\mathfrak{R}_0$ $\mathfrak{P}$ der u-Achse, für den der Winkel $\mathfrak{R}_0 \mathfrak{K}_1 \mathfrak{P}_1 = \varphi$ ist. (In Fig. 15 ist $\varphi = 30^0$.) Mit wachsender Dicke der Platte werden die austretenden Polarisationszustände repräsentiert durch die Punkte des durch $\mathfrak{R}_0$

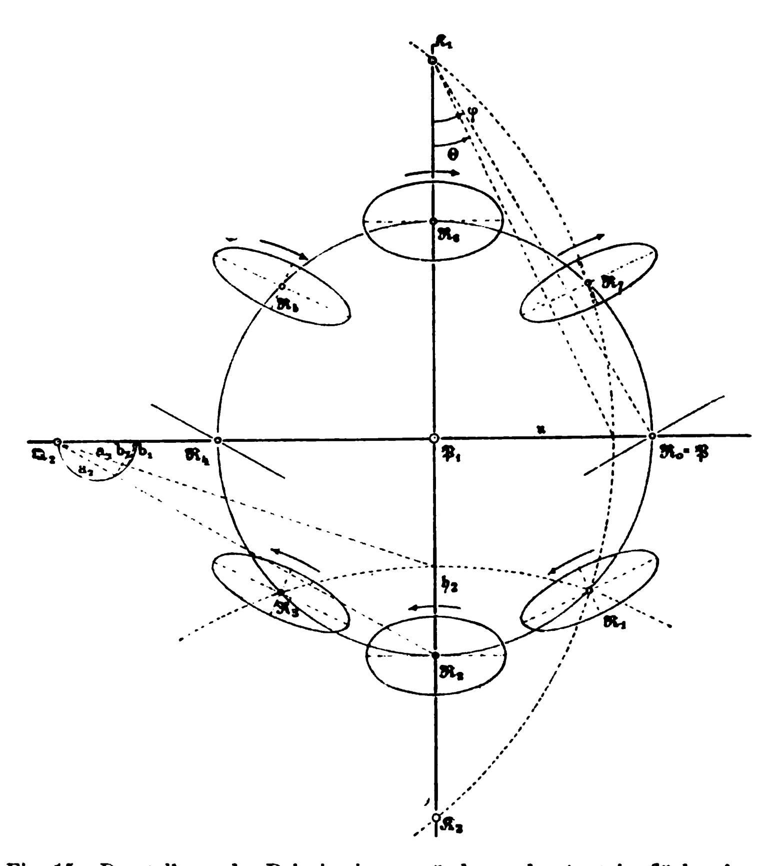


Fig. 15. Darstellung der Polarisationszustände an der Austrittsfläche einer doppeltbrechenden Kristallplatte von veränderlicher Dicke.

um $\mathfrak{P}_1$ beschriebenen Kreises r = const., z. B. $\mathfrak{R}_1, \mathfrak{R}_2 \ldots \mathfrak{R}_7$. Für kleine Gangunterschiede treten sehr langgestreckte linke Ellipsen auf, deren Hauptachsen nicht mehr mit der Richtung von $\mathfrak{P}$ zusammenfallen, da der Kreis r = const. im allgemeinen nicht auch der Schar Θ = const. angehört, d. h. nicht durch die Punkte $\mathfrak{K}_1$, $\mathfrak{K}_2$ geht. Daher kann bei beliebiger Orien-

tierung des Polarisators eine zirkulare Schwingung nicht auftreten, außer wenn wieder $(\mathfrak{P}_1 \mathfrak{P}) = \frac{\pi}{4}$ ist. Die Schwingungsellipse ist für $\Gamma = \frac{\lambda}{4}, \frac{3\lambda}{4}, \ldots$ in der Hauptlage, und zwar liegt die größere Achse parallel oder senkrecht zu $\mathfrak{P}_1$, je nachdem $\varphi \lesseqgtr \frac{\pi}{4}$ ist. Für $\Gamma = \frac{\lambda}{2}, \frac{3\lambda}{2} \ldots$ erhält man eine zur einfallenden Schwingung in bezug auf $\mathfrak{P}_1$ symmetrisch liegende geradlinige Schwingung. Ferner ergibt sich aus den Symmetrieverhältnissen der Fig. 15 und den auf p. 556—559 erwähnten Beziehungen der Satz:

Für die Gangunterschiede Γ und $\frac{\lambda}{2} - \Gamma$ treten kongruente Schwingungsellipsen von gleichem Bewegungssinn auf, die sich in symmetrischer Lage zu $\mathfrak{P}_1$ befinden; für die Gangunterschiede Γ und $\lambda - \Gamma$ erhält man gleiche und gleich orientierte Schwingungsellipsen mit entgegengesetztem Umlaufssinn.

Bringt man den Polarisator in die zu $\mathfrak{P}_1$ symmetrische Lage $(\mathfrak{P}_1 . \mathfrak{P}) = -\varphi$, so wird die einfallende Schwingung repräsentiert durch den Punkt $\mathfrak{R}_4$. Bei wachsender Plattendicke folgen nun die austretenden Polarisationszustände in der Weise aufeinander, wie es den Punkten $\mathfrak{R}_5$, $\mathfrak{R}_6 \ldots$ entspricht, d. h. eine Drehung der Polarisationsrichtung $\mathfrak{P}$ des Polarisators in die zu $\mathfrak{P}_1$ symmetrische Lage ist äquivalent einer Vergrößerung des Gangunterschieds Γ der Platte um $\frac{\lambda}{2}$.

Kristallplatten von konstanter Dicke. — Die Gesamtheit der beim Drehen des Polarisators auf die Kristallplatte einfallenden Polarisationszustände wird mit Bezug auf $\mathfrak{P}_1$ und $\mathfrak{P}_2$ repräsentiert durch die Punkte der $\mathfrak{u}$-Achse. Da nun dem Übergange von der eintretenden zur austretenden Schwingung eine Drehung der $(\mathfrak{u}, \mathfrak{v})$-Ebene um $\mathfrak{P}_1$ durch den Winkel $-\delta$ entspricht, so wird die Gesamtheit der austretenden Schwingungszustände dargestellt durch die Punkte der Geraden, in welche die $\mathfrak{u}$-Achse bei dieser Drehung übergeführt wird.

Alle Polarisationszustände, welche eine doppeltbrechende Kristallplatte von konstantem Gangunter-

schied Γ liefert, wenn man den Polarisator gegen die Platte dreht, werden also in der komplexen Ebene dargestellt durch die Punkte einer Geraden durch den Koordinatenanfangspunkt, welche mit der $\mathfrak{u}$-Achse den Winkel $-\delta = -2\pi \frac{\Gamma}{\lambda}$ einschließt.

Für den speziellen Fall $\Gamma = \frac{\lambda}{4}$ erhalten wir auf diese Weise die $\mathfrak{v}$-Achse, da für sie $-\delta = -\frac{\pi}{2}$ ist, d. h. eine $\frac{\lambda}{4}$ Platte liefert stets Schwingungsellipsen, die in bezug auf $\mathfrak{P}_1$, $\mathfrak{P}_2$ in der Hauptlage sind (Taf. XXXIII). Solange der Winkel $(\mathfrak{P}_1 \mathfrak{P})$ klein ist, sind die Ellipsen gestreckt nach $\mathfrak{P}_1$. Für $(\mathfrak{P}_1 \mathfrak{P}) = \frac{\pi}{4}$ fällt der repräsentierende Punkt mit $\mathfrak{K}_2 = (0, -i)$ zusammen, d. h. die austretende Schwingung ist eine zirkulare. Mit zunehmendem Azimut $(\mathfrak{P}_1 \mathfrak{P})$ rückt er von $\mathfrak{K}_2$ auf der $\mathfrak{v}$-Achse fort, die Ellipsen sind nach $\mathfrak{P}_2$ mehr und mehr gestreckt, und für $(\mathfrak{P}_1 \mathfrak{P}) = \frac{\pi}{2}$ fällt er in den unendlich fernen Punkt $\mathfrak{P}_2$ der komplexen Ebene, d. h. es tritt nach der Richtung $\mathfrak{P}_2$ geradlinig polarisiertes Licht aus. Da für größere Werte des Azimuts $(\mathfrak{P}_1 \mathfrak{P})$ der die Charakteristik darstellende Punkt auf der positiven Seite der $\mathfrak{v}$-Achse liegt, so treten für $\frac{\pi}{2} < (\mathfrak{P}_1 \mathfrak{P}) < \pi$ Schwingungsellipsen mit rechtem Bewegungssinn auf. Für $(\mathfrak{P}_1 \mathfrak{P}) = \frac{3}{4}\pi$ wird die austretende Schwingung abermals zirkular, um für $(\mathfrak{P}_1 \mathfrak{P}) = \pi$ identisch zu werden mit der einfallenden.

In dem allgemeinen Falle $\Gamma \gtrless \frac{\lambda}{4}$ $\left(\text{z. B. } \Gamma = \frac{\lambda}{8}, \delta = \frac{\pi}{4}\right)$ veranschaulicht Fig. 16 die möglichen Schwingungsformen. Wenn das Azimut $(\mathfrak{P}_1 \mathfrak{P}) = \varphi$ von 0 an wächst, so wächst zunächst auch das Achsenverhältnis ν der austretenden Schwingungsellipsen, um später wieder abzunehmen. Das Maximum von ν tritt ein für $(\mathfrak{P}_1 \mathfrak{P}) = \frac{\pi}{4}$, da in diesem Falle der Kreis $r = \text{const.}$ die Gerade $\delta = -\frac{\pi}{4}$ nur in einem Punkte schneidet. Es gilt also allgemein der Satz:

Das Achsenverhältnis der aus einer doppeltbrechenden Platte austretenden elliptischen

Schwingung erreicht seinen größten Wert in derjenigen Stellung des Polarisators, für welche der Winkel $(\mathfrak{P}_1 \mathfrak{P}) = \frac{\pi}{4}$ ist. In diesem Falle sind die Hauptachsen der Schwingungsellipse parallel und senkrecht zu $\mathfrak{P}$.

Für die Schnittpunkte $\mathfrak{S}_1$ und $\mathfrak{S}_3$ der Geraden $\delta =$ const. mit einem Kreise $\nu =$ const. ist:

$$\mathfrak{P}_1 \mathfrak{S}_1 \,.\, \mathfrak{P}_1 \mathfrak{S}_3 = 1.$$

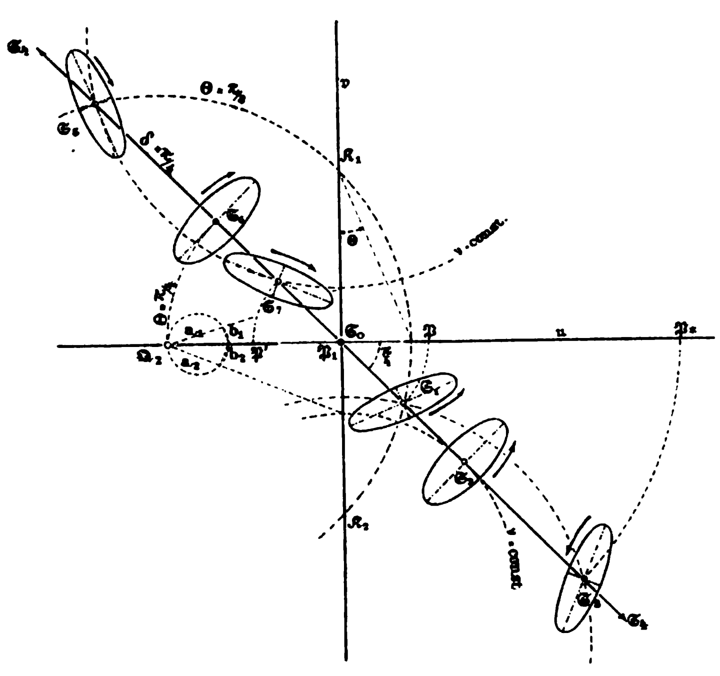


Fig. 16. Darstellung der Polarisationszustände an der Austrittsfläche einer doppeltbrechenden Kristallplatte bei veränderlicher Polarisatorstellung.

Da nun $\mathfrak{P}_1 \mathfrak{S}_1 = \tan \varphi_1$, $\mathfrak{P}_1 \mathfrak{S}_3 = \tan \varphi_3$, wo φ_1 und φ_3 die Winkel $(\mathfrak{P}_1 \mathfrak{P})$ und $(\mathfrak{P}_1 \mathfrak{P}_*)$ bedeuten, welche die zu $\mathfrak{S}_1$ und $\mathfrak{S}_3$ gehörigen Polarisationsrichtungen $\mathfrak{P}$ und $\mathfrak{P}_*$ der einfallenden Wellen mit $\mathfrak{P}_1$ bilden, so wird:

$$\tan \varphi_1 \,.\, \tan \varphi_3 = 1,$$

d. h.

$$\varphi_3 = \frac{\pi}{2} - \varphi_1.$$

Bezeichnet man die Stellung des Polarisators, in der $(\mathfrak{P}_1, \mathfrak{P}) = \frac{\pi}{4}$ ist, als Diagonalstellung $\mathfrak{D}$, so sind also die Richtungen $\mathfrak{P}$ und $\mathfrak{P}_*$ symmetrisch hierzu. Man bringe nun den Polarisator aus der Stellung $\mathfrak{P}$ in die zu $\mathfrak{P}_1$ symmetrische Lage $\mathfrak{P}'$. Dann tritt aus der Platte die durch den Punkt $\mathfrak{S}_7$ repräsentierte Schwingung, die zu der durch $\mathfrak{S}_3$ dargestellten Schwingung entgegengesetzt elliptisch polarisiert ist (Fig. 10). Die Ellipse $\mathfrak{S}_1$ liegt aber zu $\mathfrak{S}_7$ symmetrisch in bezug auf $\mathfrak{P}_1$. Daher müssen $\mathfrak{S}_1$ und $\mathfrak{S}_3$ symmetrisch liegen zur Diagonalstellung des Polarisators.

Bei zwei zur Diagonalstellung $\mathfrak{D}$ symmetrischen Stellungen des Polarisators liefert also die Kristallplatte zwei zu dieser Stellung symmetrisch liegende Ellipsen mit gleichem Achsenverhältnis und gleichem Umlaufssinn[1].

C. Elliptischer Analysator.

Übergang vom elliptischen Polarisator zum elliptischen Analysator. — Der Beschreibung eines elliptischen Polarisators liegt ein englisches Koordinatensystem zugrunde, dessen positive z-Achse in die Fortpflanzungsrichtung des Lichtes fällt. Wenn diese Beziehung auch bei der Umkehrung der Fortpflanzungsrichtung erhalten bleiben soll, so muß außer der z-Achse auch die Richtung von x oder y umgekehrt werden. Wir wählen das neue Koordinatensystem x', y', z' so, daß x' mit —x, y' mit y, z' mit —z zusammenfällt.

In einem elliptischen Polarisator sei die auf die Grenzebene $\mathfrak{B}$ der Kristallplatte eintretende geradlinige Schwingung $\mathfrak{G}$ dargestellt durch:

$$26. \qquad \mathfrak{G} \quad \begin{array}{lll} // \mathfrak{P}_1 & x_0 = \cos pt_0 \\ // \mathfrak{P}_2 & y_0 = r \cos pt_0 \end{array}$$

und die an der Grenzebene $\mathfrak{B}'$ austretende elliptische Schwingung $\mathfrak{E}$ durch:

$$27. \qquad \mathfrak{E} \quad \begin{array}{lll} // \mathfrak{P}_1 & x_1 = \cos pt_1 \\ // \mathfrak{P}_2 & y_1 = r \cos (pt_1 - \delta_1). \end{array}$$

[1] Verfolgt man für die Punkte eines Kreises mit dem Achsenverhältnis ν = const. die zusammengehörigen Werte der Winkel δ und Θ, so erhält man die von E. C. Müller (dies. Jahrb. Beil.-Bd. XVII. 1903. 199) angegebene Figur, mit deren Hilfe dieselben Symmetriesätze abzuleiten sind.

Um zu der rückläufigen Lichtbewegung überzugehen, müssen wir die Richtungen der Achsen x und z und die Geschwindigkeiten umkehren, so daß:

$$\frac{\partial}{\partial t_0} = -\frac{\partial}{\partial t_0'}, \quad \frac{\partial}{\partial t_1} = -\frac{\partial}{\partial t_1'}$$

wird, was einer Substitution von t_0 und t_1 durch $-t_0'$ und $-t_1'$ entspricht. Bezeichnet man die rückläufigen Wellen von 𝔊 und 𝔈 mit 𝔊′ und 𝔈′, so erhält man hiernach aus **26** und **27**:

28. 𝔊′ $\quad // -\mathfrak{P}_1 \quad x_0' = -\cos pt_0'$
$\quad // \mathfrak{P}_2 \quad y_0' = r \cos pt_0'$

29. 𝔈′ $\quad // -\mathfrak{P}_1 \quad x_1' = -\cos pt_1'$
$\quad // \mathfrak{P}_2 \quad y_1' = r \cos (pt_1' + \delta_1)$.

Wir müssen jetzt berücksichtigen, daß beim Durchgang durch die Platte die nach $\mathfrak{P}_2$ genommene Komponente von 𝔈′ eine Phasenverzögerung δ_1 erleidet. Daher wird der Polarisationszustand der an 𝔅 austretenden Welle 𝔈″ dargestellt durch:

30. 𝔈″ $\quad // -\mathfrak{P}_1 \quad x_1'' = -\cos pt_1''$
$\quad // \mathfrak{P}_2 \quad y_1'' = r \cos pt_1''$.

Diese Schwingung besitzt aber dieselbe Gestalt und Lage wie 𝔊′ in **28**. Lassen wir also eine elliptische Schwingung 𝔈′, die sich von der in Fig. 1 dargestellten nur durch den entgegengesetzten Umlaufssinn unterscheidet, auf die Grenzebene 𝔅′ der Platte senkrecht auffallen, so erhalten wir an der Grenzebene 𝔅 eine geradlinig polarisierte, zu 𝔊 rückläufige Welle 𝔊′, die sich mit Hilfe einer geradlinig polarisierenden Vorrichtung 𝔄 auslöschen läßt. Jeder elliptische Polarisator kann daher in umgekehrter Anordnung als elliptischer Analysator dienen.

Geometrisch stellt sich dieser Übergang folgendermaßen dar. Bezogen auf das ursprüngliche Koordinatensystem x, y, z werden die Polarisationszustände 𝔈 und 𝔊 repräsentiert durch die Punkte 𝔈 der (𝔲, 𝔳)-Ebene und den Punkt 𝔊 der 𝔲-Achse (Fig. 17a). In bezug auf das neue Koordinatensystem x′, y′, z′ werden 𝔈′ und 𝔊′ dargestellt durch die Punkte 𝔈′ = (𝔲′, 𝔳′) und 𝔊′ = ($𝔲_0'$, 𝔳) einer (𝔲′, 𝔳′)-Ebene (Fig. 17b), so daß 𝔲′ = − 𝔲, 𝔳′ = 𝔳 und $𝔲_0' = -𝔲_0$ sind. Denkt man sich nun die komplexe Ebene doppelseitig und erteilt man der

u-Achse beiderseits entgegengesetzte Richtungen, so wird der Punkt $\mathfrak{E}$ sowohl die ursprüngliche als auch die rückläufige Lichtbewegung darstellen, je nachdem man ihn zur einen oder anderen Seite rechnet. Man erhält dann $\mathfrak{G}$ aus $\mathfrak{E}$ durch eine auf der Rückseite der Ebene auszuführende Drehung um

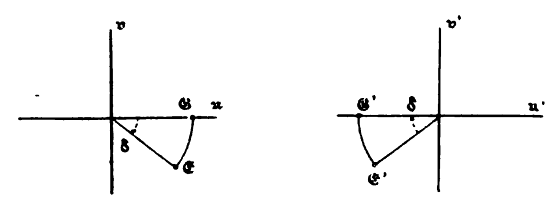


Fig. 17a, b. Die Charakteristiken der direkten und der rückläufigen Wellenbewegung bei der Doppelbrechung an inaktiven Kristallplatten.

den Koordinatenanfangspunkt durch den Winkel $-\delta$. Allgemein entspricht daher dem Übergange von einer einfallenden elliptisch polarisierten Schwingung zur austretenden eine Drehung der komplexen Ebene durch den Winkel $-\delta$.

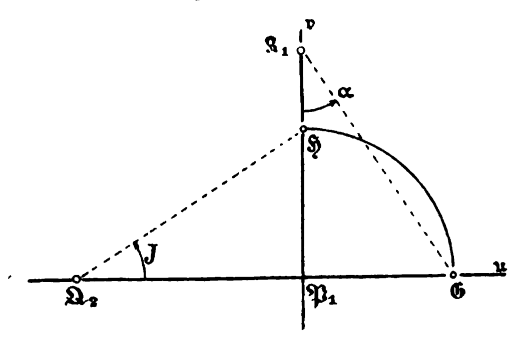


Fig. 18. Die Charakteristik der einfallenden Welle bei dem Kompensator von H. de Senarmont.

Es sollen nun im folgenden entsprechend den beiden Arten von elliptischen Polarisatoren zwei Typen von elliptischen Analysatoren unterschieden werden.

Kompensatoren mit Kristallplatten von konstanter Dicke. — Bei dem Kompensator von H. de Senarmont bedient man sich in einfarbigem Licht einer Glimmerplatte von genau $\frac{1}{4}\lambda$ Gangunterschied, deren Polarisationsrichtungen $\mathfrak{P}_1$ und $\mathfrak{P}_2$ mit den Hauptachsen der

einfallenden Schwingungsellipse zusammenfallen müssen. Dann ist die austretende Schwingung geradlinig polarisiert nach $\mathfrak{G}$. Es sei z. B. die zu analysierende elliptisch polarisierte Schwingung dargestellt in bezug auf $\mathfrak{P}_1$, $\mathfrak{P}_2$ durch den Punkt $\mathfrak{H}$ der $\mathfrak{v}$-Achse (Fig. 18), dann wird die austretende Schwingung durch den Punkt $\mathfrak{G}$ der $\mathfrak{u}$-Achse repräsentiert, wo $\mathfrak{P}_1 \mathfrak{G} = \mathfrak{P}_1 \mathfrak{H}$ ist. Setzt man:

$$(\mathfrak{P}_1 \mathfrak{G}) = \alpha,$$

so wird das Achsenverhältnis:

$$\nu = \tan J = \tan \alpha,$$

d. h. es ist $J = \alpha$.

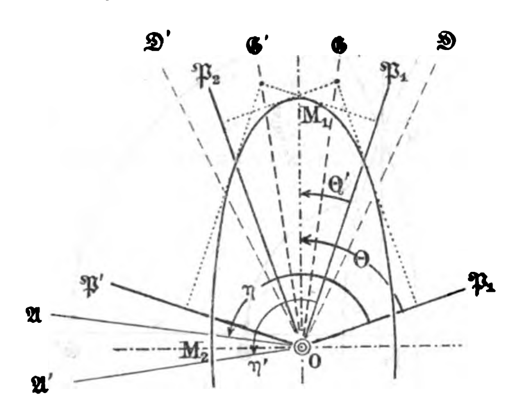


Fig. 19. Glimmer- und Analysatorstellungen bei der Analyse einer elliptisch polarisierten Welle mit Hilfe des Glimmerkompensators.

Die von G. G. Stokes angegebene Methode zur Analyse elliptisch polarisierter Wellen, welche Platten von nicht genau $\frac{1}{4}\lambda$ Gangunterschied zu benutzen gestattet und daher nicht auf eine bestimmte einfarbige Lichtart beschränkt ist, wurde von G. Horn[1] und E. C. Müller[2] analytisch behandelt; wir können jetzt dieselben Resultate sehr anschaulich geometrisch ableiten.

Der Glimmerkompensator besteht aus einer Glimmerplatte von übrigens unbekanntem Gangunterschied Γ und einer

---

[1] G. Horn, Beiträge zur Kenntnis der Dispersion des Lichtes in absorbierenden Kristallen. Diss. Göttingen 1898. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XII. 269. 1899.

[2] E. C. Müller, Optische Studien am Antimonglanz. Diss. Göttingen 1903. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XVII. 187. 1903.

geradlinig polarisierenden Vorrichtung, die mit Teilkreisen verbunden sind. Aus dem Satz (p. 574) über die Synthese einer elliptisch polarisierten Welle folgt mit Rücksicht auf den Satz (p. 576) über rückläufige Wellenbewegungen: Im allgemeinen kann eine elliptisch polarisierte Welle $\mathfrak{E}$ durch die Kombination einer doppeltbrechenden inaktiven Kristallplatte vom Gangunterschied Γ mit einem geradlinigen Polarisator $\mathfrak{A}$ ausgelöscht werden, und zwar bei zwei Stellungen $\mathfrak{P}_1$, $\mathfrak{P}_2$ und $\mathfrak{P}_1'$, $\mathfrak{P}_2'$ der Glimmerplatte und den entsprechen-

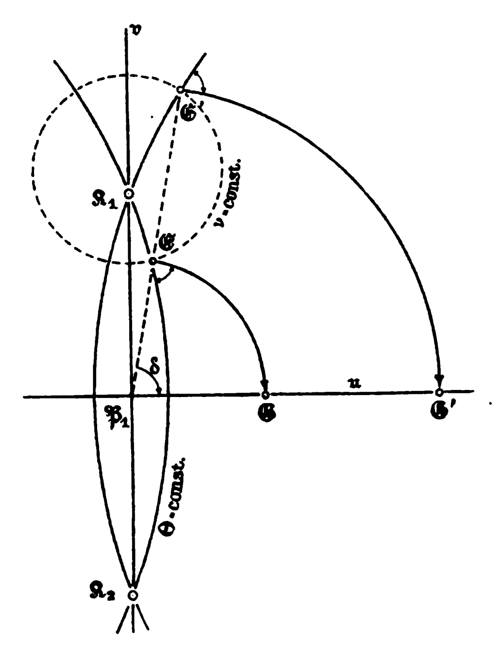


Fig. 20. Die Charakteristik der einfallenden Welle bei dem Glimmerkompensator.

den Stellungen des Polarisators $\mathfrak{A}$ und $\mathfrak{A}'$ (Fig. 19), so daß die Diagonalen $\mathfrak{D}$, $\mathfrak{D}'$ der Glimmerplatte, sowie die Richtungen $\mathfrak{A}$, $\mathfrak{A}'$ symmetrisch liegen zu den Hauptachsen $0\,M_1$ und $0\,M_2$ der einfallenden Schwingungsellipse. Es seien nun die Winkel $(\mathfrak{P}_1, \mathfrak{A}) = \eta$ und $M_1\,0\,\mathfrak{P}_1 = \Theta$. so wird in der komplexen Ebene (Fig. 20) die Welle $\mathfrak{E}$ mit Bezug auf $\mathfrak{P}_1$, $\mathfrak{P}_2$ dargestellt durch einen Punkt $\mathfrak{E}$, den Schnittpunkt des Kreises $\Theta = \text{const.}$ mit dem Kreise vom Radius $r = \mathfrak{P}_1\,\mathfrak{G} = \tan\left(\eta - \frac{\pi}{2}\right)$ um den

Nullpunkt. Wenn man noch die Winkel $(\mathfrak{P}_1'\mathfrak{A}') = \eta'$ und $M_1 O \mathfrak{P}_1' = \Theta'$ setzt, so wird dieselbe Welle in derselben komplexen $(\mathfrak{u}, \mathfrak{v})$-Ebene mit Bezug auf $\mathfrak{P}_1'$, $\mathfrak{P}_2'$ dargestellt durch den Schnittpunkt $\mathfrak{E}'$ der Kreise $\Theta' =$ const. und des Kreises mit dem Radius $r' = \mathfrak{P}_1 \mathfrak{G}' = \tan\left(\eta' - \frac{\pi}{2}\right)$ um $\mathfrak{P}_1$. Dabei stellen die Punkte $\mathfrak{G}$ und $\mathfrak{G}'$ der $\mathfrak{u}$-Achse in bezug auf $\mathfrak{P}_1 \mathfrak{P}_2$ und $\mathfrak{P}_1' \mathfrak{P}_2'$ die aus der Glimmerplatte austretenden geradlinig polarisierten Schwingungen $\mathfrak{G}$ und $\mathfrak{G}'$ der Fig. 19 dar.

Da nun die Punkte $\mathfrak{E}$ und $\mathfrak{E}'$ auf demselben Kreise $\nu =$ const. und auf derselben Geraden $\delta =$ const. liegen, wo $\mathfrak{E} \mathfrak{P}_1 \mathfrak{u} = 2\pi \frac{\Gamma}{\lambda} = \delta$ ist, so muß

$$\mathfrak{P}_1 \mathfrak{E} \,.\, \mathfrak{P}_1 \mathfrak{E}' = \mathfrak{P}_1 \mathfrak{G} \,.\, \mathfrak{P}_1 \mathfrak{G}' = 1$$

sein. Daraus folgt: Je nach dem Umlaufssinn der einfallenden Schwingung und dem Gangunterschied Γ der Glimmerplatte ist[1]:

$$\eta + \eta' = \pm \frac{\pi}{2}.$$

Analog ergibt sich:

$$\Theta + \Theta' = \pm \frac{\pi}{2}.$$

Aus den Ablesungen am Glimmer- und am Analysatorteilkreise ermittelt man die Differenzen $\Theta - \Theta'$ und $\eta - \eta'$, so daß die Werte von η und η', Θ und Θ' selbst sich bestimmen lassen. Damit sind die Hauptachsenrichtungen der elliptischen Schwingung festgelegt. Mit Benutzung eines der Wertepaare Θ, η oder Θ', η' kann man einen der Punkte $\mathfrak{E}$, $\mathfrak{E}'$ und damit das Achsenverhältnis ν konstruieren. Hiermit sind die Elemente der zu analysierenden elliptischen Schwingung vollständig ermittelt.

Die Fehler bei der Bestimmung des Hauptachsenazimuts Θ der Schwingungsellipse sind gleich den Beobachtungsfehlern. Dagegen erfordert die Abschätzung des Fehlers in dem Achsenverhältnis $\nu = \tan J$ eine besondere Untersuchung. Geometrisch bestimmt sich ν oder J mit Hilfe des Punktes $\mathfrak{E}$, der als Schnittpunkt der beiden auf p. 578 angegebenen Kreise gefunden wird. Die Beobachtungsfehler werden auf die Bestimmung dieses Punktes um so weniger

[1] Vergl. E. C. MÜLLER, a. a. O. p. 200.

Einfluß ausüben, je mehr sich der Winkel, unter dem sich jene Kreise schneiden, einem rechten nähert. Für jeden Punkt und damit auch für jede einfallende Schwingungsellipse läßt sich auf diese Weise die Größe des Fehlers beurteilen. Dieser wird am kleinsten für Punkte in der Nähe der $\mathfrak{v}$-Achse, am größten für Punkte in der Umgebung der Peripherie des Einheitskreises um $\mathfrak{P}_1$. Daraus folgt, daß die Beobachtungsfehler auf die Bestimmung des Achsenverhältnisses den geringsten Einfluß haben bei solchen Schwingungen, die in bezug auf $\mathfrak{P}_1$, $\mathfrak{P}_2$ möglichst genau in der Hauptlage sind, d. h. die Beobachtungsmethode ist um so genauer, je näher der Gangunterschied der Glimmerplatte $\frac{\lambda}{4}$ beträgt.

Kompensatoren mit Kristallplatten von veränderlicher Dicke. — Mit einem solchen Kompensator bestimmt man den Gangunterschied $\Gamma = \delta \frac{\lambda}{2\pi}$ der geradlinigen Komponenten einer elliptischen Schwingung durch die meßbare Dickenänderung einer Platte, deren Polarisationsrichtungen $\mathfrak{P}_1$, $\mathfrak{P}_2$ mit jenen Komponenten zusammenfallen. Das Amplitudenverhältnis r der Komponenten ergibt sich aus der Stellung der geradlinig polarisierenden Vorrichtung $\mathfrak{A}$, welche die aus der Platte tretende Welle auslöscht.

Die auf den Kompensator fallende elliptische Schwingung sei in bezug auf $\mathfrak{P}_1$, $\mathfrak{P}_2$ repräsentiert durch den Punkt $\mathfrak{E}$ (Fig. 11), dann wird die aus der Platte tretende geradlinig polarisierte Welle dargestellt durch den Punkt $\mathfrak{G}$ der u-Achse, wo $\mathfrak{P}_1 \mathfrak{G} = \mathfrak{P}_1 \mathfrak{E}$ ist. Sie wird ausgelöscht, wenn die Polarisationsrichtung $\mathfrak{A}$ mit $\mathfrak{P}_1$ den Winkel $\frac{\pi}{2} + \alpha$ einschließt. Dann ist:

$$\mathfrak{P}_1 \mathfrak{G} = \tan \alpha = \mathrm{r}$$

das Amplitudenverhältnis von $\mathfrak{E}$. Die Fehler in r und Γ drücken sich also direkt durch die Beobachtungsfehler aus. —

Wenn nun mit Hilfe eines Kompensators die Größen Θ, J oder Γ, r ermittelt sind, so lassen sich die beiden anderen berechnen oder konstruieren. Für die Ableitung von Θ und J aus Γ und r gilt folgendes: Für solche Werte von Γ, die sich von $0, \frac{\lambda}{2}, \lambda, \ldots$ wenig unterscheiden, d. h. für

Schwingungszustände, die durch Punkte in der Umgebung der u-Achse dargestellt werden, hat ein Fehler in Γ auf Θ und ein Fehler in r auf J wenig Einfluß, während für alle Werte Γ nahe gleich $\frac{\lambda}{4}, \frac{3\lambda}{4}, \ldots$, d. h. für Schwingungszustände, deren repräsentierende Punkte in der Nähe der v-Achse liegen, ein Fehler in Γ auf J und ein Fehler in r auf Θ wenig Einfluß hat.

In dem zweiten Falle, für die Bestimmung von Γ und r aus J und Θ, gilt im allgemeinen eine ähnliche Beziehung. Eine besondere Betrachtung erfordern aber Schwingungszustände, die durch Punkte in der Umgebung des Koordinatenanfangspunktes $\mathfrak{P}_1$ dargestellt werden. In diesem Gebiete sind die Kurven J = const. und Θ = const. als Cartesische Koordinaten anzusehen; sie bestimmen daher die Polarkoordinaten r und $\delta = 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}$. Aus dieser geometrischen Beziehung ist ersichtlich, daß eine geringe Änderung von J und Θ auf den Winkel δ um so größeren Einfluß gewinnt, je kleiner der Radiusvektor r ist, d. h. bei Benutzung eines Kompensators mit einer Kristallplatte von konstanter Dicke haben die Beobachtungsfehler auf die Bestimmung des Gangunterschiedes um so größeren Einfluß, je kleiner das Amplitudenverhältnis der einfallenden Schwingung ist.

Sollen mit dem Kompensator der Gangunterschied $\Gamma = \frac{\delta\lambda}{2\pi}$ und das Amplitudenverhältnis r in bezug auf zwei vorgegebene Richtungen $\mathfrak{P}_1'$ und $\mathfrak{P}_2'$ bestimmt werden, so muß die Kristallplatte in die Stellung gebracht werden, daß $\mathfrak{P}_1$ und $\mathfrak{P}_2$ mit diesen Richtungen zusammenfallen. Da diese Einstellung mit einem Fehler verbunden ist, so entsteht die Frage: Wie transformieren sich δ und r in δ' und r', wenn man statt der Bezugsrichtungen $\mathfrak{P}_1$, $\mathfrak{P}_2$ zwei andere Richtungen $\mathfrak{P}_1'$, $\mathfrak{P}_2'$ einführt, wo $(\mathfrak{P}_1 \mathfrak{P}_1') = (\mathfrak{P}_2 \mathfrak{P}_2') = \xi$ ist? Für kleine Winkel ξ hat R. Hennig[1] die Rechnung schon durchgeführt.

[1] R. Hennig, Beobachtungen über Metallreflexion. Nachr. Ges. d. Wiss. Göttingen 1887. 373.

Zur geometrischen Darstellung soll die Kugel benutzt werden (Fig. 21). Die Punkte P_1', P_1 und E stellen dar die neue Bezugsrichtung $\mathfrak{P}_1'$, die Polarisationsrichtung $\mathfrak{P}_1$ der schnelleren Welle in der Kristallplatte und die einfallende elliptisch polarisierte Welle. Der Bogen $P_1 P_1'$ ist dann gleich 2ξ. Dann sind r' und δ' aus ξ, r und δ zu berechnen mit Hilfe des sphärischen Dreiecks $P_1 P_1' E$, worin:

$$E P_1 = 2\varphi, \quad E P_1' = 2\varphi', \quad \tan\varphi = r, \quad \tan\varphi' = r',$$
$$P_1' P_1 E = \delta, \quad P_1 P_1' E = \pi - \delta'.$$

Nun ist:

$$\cos 2\varphi' = \cos 2\varphi \cos 2\xi + \sin 2\varphi \sin 2\xi \cos\delta, \tag{26}$$

woraus sich φ' und damit auch das Amplitudenverhältnis r' berechnen lassen.

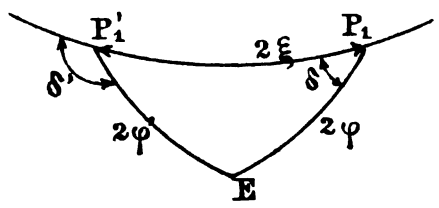


Fig. 21. Zur Berechnung von Amplitudenverhältnis und Gangunterschied bei Benutzung eines Kompensators mit veränderlicher Plattendicke.

Die Phasendifferenz δ' findet man auf folgende Weise. Setzt man:

$$P_1 P_1' E = \pi - \delta' = \mu, \quad P_1' E P_1 = \sigma,$$

so wird:

$$\tan\frac{\mu+\sigma}{2} = \operatorname{cotg}\frac{\delta}{2}\,\frac{\cos(\varphi-\xi)}{\cos(\varphi+\xi)}$$
$$\tan\frac{\mu-\sigma}{2} = \operatorname{cotg}\frac{\delta}{2}\,\frac{\sin(\varphi-\xi)}{\sin(\varphi+\xi)}.$$

Daraus folgt:

$$\tan\mu = \frac{\sin\delta \,.\, \sin 2\varphi}{\sin 2(\varphi+\xi)\sin^2\frac{\delta}{2} - \sin 2(\varphi-\xi)\cos^2\frac{\delta}{2}}, \tag{27}$$

d. h.

$$\tan\delta' = \frac{\sin\delta \,.\, \sin 2\varphi}{\sin 2\varphi \,.\, \cos 2\xi \cos\delta - \cos 2\varphi \sin 2\xi}$$

oder:

$$\tan\delta' = \frac{\sin\delta}{\cos 2\xi \cos\delta - \sin 2\xi \operatorname{cotg} 2\varphi}. \tag{28}$$

Für kleine Winkel ξ und unter Vernachlässigung von ξ^2 gegen 1 ergeben sich daraus die von R Hennig angegebenen Formeln. Aus der letzten Gleichung 28 folgt:

$$\text{29.} \qquad \operatorname{cotg} \delta' = \operatorname{cotg} \delta - 2 \xi \frac{\operatorname{cotg} 2 \varphi}{\sin \delta}.$$

Das letzte Glied hat um so größeren Einfluß, je kleiner φ ist, d. h. bei Benutzung eines Kompensators mit einer Kristallplatte von veränderlicher Dicke wird der Fehler in der Bestimmung des Gangunterschieds Γ durch ungenaue Orientierung der Kristallplatte um so größer, je kleiner das Amplitudenverhältnis r der einfallenden elliptischen Schwingung ist.

II. Interferenzerscheinungen an aktiven durchsichtigen Kristallplatten im senkrecht eintretenden polarisierten Licht.

Erfahrungsgemäß sind nach den Polarisationszuständen der beiden Wellen W_1 und W_2, die sich mit gleich gerichteten Wellennormalen in einem doppeltbrechenden durchsichtigen Körper fortpflanzen, drei Arten der Doppelbrechung zu unterscheiden. Der Fall, daß W_1 und W_2 geradlinig polarisiert sind, tritt bei allen inaktiven anisotropen Medien auf und ist im ersten Abschnitt behandelt worden. Bei der an aktiven isotropen Körpern und bei aktiven Kristallen in der Richtung der optischen Achsen auftretenden Doppelbrechung sind W_1 und W_2 zirkular polarisiert mit entgegengesetztem Umlaufssinn. Endlich tritt bei aktiven durchsichtigen anisotropen Kristallen in jeder Richtung, die nicht mit einer optischen Achse zusammenfällt, der Fall ein, daß W_1 und W_2 elliptisch polarisiert sind derart, daß bei entgegengesetztem Umlaufssinn die Schwingungsellipsen gleiches Achsenverhältnis haben und ihre großen Achsen aufeinander senkrecht stehen.

Diese drei Arten der Doppelbrechung führen zu verschiedenen Gesetzen über den Schwingungszustand an der

Austrittsfläche planparalleler Platten, auf die geradlinig polarisiertes Licht einfällt. Im ersten und dritten Falle ist die austretende Welle W' im allgemeinen elliptisch polarisiert, während im zweiten Falle nur eine Drehung der Polarisationsebene stattfindet. Da die erste und zweite Art der Doppelbrechung als Spezialfälle der dritten Art aufgefaßt werden können, so ist die Zerlegung einer einfallenden elliptisch polarisierten Welle W in zwei entgegengesetzt elliptisch polarisierte Wellen W_1 und W_2 die allgemeinste Möglichkeit.

A. Fresnel fand, daß die Wellen W_1 und W_2 nur dann zu Interferenzerscheinungen Anlaß geben, wenn vor der Kristallplatte ein Polarisator und hinter ihr ein Analysator steht. Später hat G. G. Stokes [1] nachgewiesen, daß bei der Zerlegung einer elliptischen Schwingung in entgegengesetzt elliptisch polarisierte Komponenten die Intensität der resultierenden elliptischen Schwingung unabhängig von dem Gangunterschiede und gleich der Summe der Intensitäten ihrer Komponenten ist, so daß in der Tat zwei entgegengesetzt polarisierte Wellen für sich nicht interferieren können.

Eine allgemeinere Art der Zerlegung elliptisch polarisierter Wellen würde die in zwei beliebige elliptische Schwingungen sein, deren Möglichkeit G. G. Stokes dargetan hat. Zwei beliebige elliptisch polarisierte Wellen interferieren, falls sie kohärent sind, in der Weise, daß die Helligkeit der resultierenden Schwingung vom Gangunterschiede abhängt, und auch ohne Anwendung von analysierenden Vorrichtungen Interferenzerscheinungen auftreten [2].

Ausgehend von der Zerlegung elliptischer Schwingungen in beliebige Komponenten hat H. Chipart [3] die Poincaré'sche Methode erweitert und auf Kombinationen von Kristallplatten angewendet. Im folgenden sollen nur die in aktiven Platten auftretenden, entgegengesetzt elliptisch polarisierten Komponenten berücksichtigt werden.

[1] G. G. Stokes, Trans. Cambr. Phil. Soc. 9. Part III. No. XVI. 399. 1856; Math. and phys. papers. 3. 233. 1901.

[2] Dieser Fall tritt bei pleochroitischen Kristallen ein. W. Voigt, Ann. d. Phys. (4.) 9. 367. 1902.

[3] H. Chipart, Théorie gyrostatique de la lumière. 1904. 60 ff.

1. Geometrische Darstellung der Charakteristik polarisierter Wellen mit entgegengesetzt elliptisch polarisierten Komponenten.

A. Charakteristik einer aus einer aktiven Kristallplatte tretenden Welle.

Auf eine planparallele Platte eines durchsichtigen aktiven Kristalls falle eine elliptisch polarisierte Welle W senkrecht ein. Von den beiden entgegengesetzt polarisierten Komponenten W_1, W_2 möge die linke die langsamere und beim Austritt aus der Platte gegen die rechte um Δ verzögert sein. Die Hauptachsenrichtungen der Ellipsen $\mathfrak{E}_1$ und $\mathfrak{E}_2$ seien bezeichnet mit $\mathfrak{P}_1$ und $\mathfrak{P}_2$ und ihr Achsenverhältnis mit $\nu_1 = \tan J_1$. Das Achsenverhältnis der einfallenden Schwingungsellipse $\mathfrak{E}$ sei $\nu = \tan J$, und ihre größere Halbachse bilde den Winkel Θ mit $\mathfrak{P}_1$; ferner mögen der Gangunterschied und das Amplitudenverhältnis mit Bezug auf die Richtungen $\mathfrak{P}_1$, $\mathfrak{P}_2$ mit $\frac{\delta \cdot \lambda}{2\pi}$ und $r = \tan \varphi$ bezeichnet werden. Dann wird nach 9 p. 546 $\mathfrak{E}$ dargestellt durch:

$$1. \qquad \mathfrak{E} \quad \begin{array}{ll} /\!/ \mathfrak{P}_1 & \mathfrak{x} = e^{ipt} \\ /\!/ \mathfrak{P}_2 & \mathfrak{y} = \mathfrak{C}(\varphi, \delta) \cdot e^{ipt}, \end{array}$$

worin nach 12 p. 547 die Charakteristik:

$$2. \qquad \mathfrak{C}(\varphi, \delta) = \tan \varphi \cdot e^{-i\delta}.$$

$\mathfrak{E}$ ist zu zerlegen in die:

$$3. \qquad \begin{array}{l} /\!/ \mathfrak{P}_1 \\ /\!/ \mathfrak{P}_2 \end{array} \quad \overset{\text{rechte Ellipse}}{\mathfrak{E}_1: \begin{array}{l} \mathfrak{x}_1 = e^{ipt} \\ \mathfrak{y}_1 = i\nu_1 \cdot e^{ipt}, \end{array}} \qquad \overset{\text{linke Ellipse}}{\mathfrak{E}_2: \begin{array}{l} \mathfrak{x}_2 = e^{ipt} \\ \mathfrak{y}_2 = -\frac{i}{\nu_1} \cdot e^{ipt}, \end{array}}$$

so daß:

$$4. \qquad \begin{array}{l} \mathfrak{x} = \mathfrak{m}_1 \mathfrak{x}_1 + \mathfrak{m}_2 \mathfrak{x}_2 \\ \mathfrak{y} = \mathfrak{m}_1 \mathfrak{y}_1 + \mathfrak{m}_2 \mathfrak{y}_2, \end{array}$$

worin $\mathfrak{m}_1$ und $\mathfrak{m}_2$ komplexe Größen sind:

$$5. \qquad \begin{array}{l} \mathfrak{m}_1 = m_1 \cdot e^{-i\mu_1} \\ \mathfrak{m}_2 = m_2 \cdot e^{-i\mu_2}. \end{array}$$

Da nur die Form der Schwingungen in Betracht kommt, so kann man statt 4 auch setzen:

$$6. \qquad \begin{array}{l} \mathfrak{x} = \mathfrak{x}_1 + \mathfrak{r}\,\mathfrak{x}_2 \\ \mathfrak{y} = \mathfrak{y}_1 + \mathfrak{r}\,\mathfrak{y}_2. \end{array}$$

worin der Quotient:

7. $$\mathfrak{r} = \frac{\mathfrak{m}_2}{\mathfrak{m}_1} = \frac{m_2}{m_1} \cdot e^{-i(\mu_2 - \mu_1)}$$

im allgemeinen eine komplexe Größe ist. Setzt man für $\mathfrak{x}_1$, $\mathfrak{y}_1$, $\mathfrak{x}_2$, $\mathfrak{y}_2$ in **6** die Werte aus **3** ein, so ergibt sich, indem man die so erhaltenen Ausdrücke durch $1 + \mathfrak{r}$ dividiert:

8. $$\mathfrak{x} = e^{i\,pt}$$
$$\mathfrak{y} = i\,\frac{\nu_1 - \frac{\mathfrak{r}}{\nu_1}}{1 + \mathfrak{r}} \cdot e^{i\,pt}.$$

Durch Vergleichung von **8** und **1** folgt für $\mathfrak{r}$ die Relation:

9. $$i\,\frac{\nu_1 - \frac{\mathfrak{r}}{\nu_1}}{1 + \mathfrak{r}} = \mathfrak{E}(\varphi, \delta).$$

Nun erleidet beim Durchgang durch die Platte die linke Komponente in **3** gegen die rechte die Phasenverzögerung $\varDelta$, so daß die Komponenten **3** an der Austrittsfläche dargestellt werden durch:

10. $$\begin{matrix} // \mathfrak{P}_1 \\ // \mathfrak{P}_2 \end{matrix} \quad \mathfrak{E}_1: \begin{cases} \mathfrak{x}_1 = e^{i\,pt} \\ \mathfrak{y}_1 = i\,\nu_1\,e^{i\,pt}, \end{cases} \qquad \mathfrak{E}_2: \begin{cases} \mathfrak{x}_2 = e^{i(pt - \varDelta)} \\ \mathfrak{y}_2 = -\frac{i}{\nu_1} \cdot e^{i(pt - \varDelta)}. \end{cases}$$

Für die resultierende Schwingung $\mathfrak{E}'$ ergibt sich danach:

11. $$\mathfrak{x}' = e^{i\,pt} + \mathfrak{r} \cdot e^{i(pt - \varDelta)}$$
$$\mathfrak{y}' = i\,\nu_1 \cdot e^{i\,pt} - i\,\frac{\mathfrak{r}}{\nu_1} \cdot e^{i(pt - \varDelta)}$$

oder, wenn man beide Komponenten im Verhältnis $1 : (1 + \mathfrak{r} \cdot e^{-i\varDelta})$ verkleinert:

12. $$\mathfrak{E}': \quad \mathfrak{x}' = e^{i\,pt}$$
$$\mathfrak{y}' = i\,\frac{\nu_1 - \frac{\mathfrak{r}}{\nu_1} \cdot e^{-i\varDelta}}{1 + \mathfrak{r} \cdot e^{-i\varDelta}} \cdot e^{i\,pt} = \mathfrak{E}'(\varphi, \delta) \cdot e^{i\,pt},$$

worin:

13. $$\mathfrak{E}'(\varphi, \delta) = i\,\frac{\nu_1 - \frac{\mathfrak{r}}{\nu_1} \cdot e^{-i\varDelta}}{1 + \mathfrak{r} \cdot e^{-i\varDelta}}$$

die Charakteristik des austretenden Polarisationszustandes bedeutet. Da sich $\mathfrak{r}$ aus **9** bestimmen läßt, so kann man $\mathfrak{E}'(\varphi, \delta)$ berechnen aus $\mathfrak{E}(\varphi, \delta)$, $\varDelta$ und ν_1. Man könnte daher auf der Konstruktionskugel die Lage des Punktes E′, der die austretende Schwingung $\mathfrak{E}'$ repräsentiert, mit Hilfe der Relationen **9** und **13** bestimmen; es erfordert

aber weniger umständliche Rechnungen, wenn man dies zunächst in der komplexen Ebene durchführt.

In Fig. 22 möge $\mathfrak{E}$ den komplexen Wert der Charakteristik $\mathfrak{E}(\varphi, \delta)$, also die einfallende elliptische Schwingung $\mathfrak{E}$ darstellen, während $\mathfrak{E}_1 = (o, \nu_1)$ und $\mathfrak{E}_2 = \left(o, -\frac{1}{\nu_1}\right)$ auf der $\mathfrak{v}$-Achse die entgegengesetzt polarisierten Komponenten $\mathfrak{E}_1$ und $\mathfrak{E}_2$ und endlich $\mathfrak{E}'$ den Polarisationszustand $\mathfrak{E}'$ von W' darstellen. Es handelt sich nun darum, die L a g e d e s P u n k t e s $\mathfrak{E}'$ mit Hilfe von $\mathfrak{E}$, $\mathfrak{E}_1$, $\mathfrak{E}_2$ zu bestimmen. Der Ausdruck:

$$\mathfrak{E}(\varphi, \delta) - i\nu_1$$

stellt als Differenz der Größen $\mathfrak{E}$ und $\mathfrak{E}_1$ durch seinen absoluten Betrag und seinen Winkel die Strecke $\mathfrak{E}\mathfrak{E}_1$ nach Größe und Richtung dar. Analoges gilt von:

$$\mathfrak{E}(\varphi, \delta) + \frac{i}{\nu_1}$$

für die Strecke $\mathfrak{E}\mathfrak{E}_2$. Nun ist nach **9**:

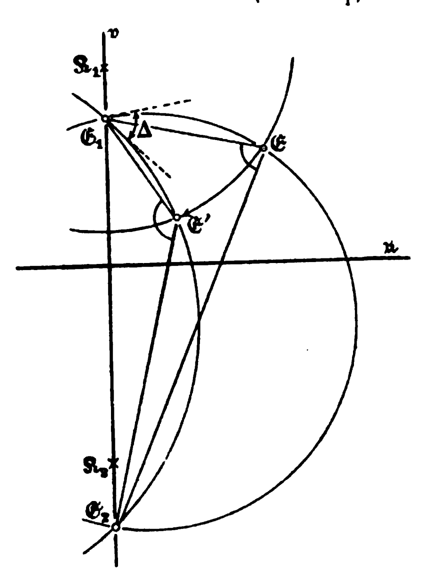


Fig. 22. Die Charakteristiken $\mathfrak{E}$ und $\mathfrak{E}'$ der einfallenden und der austretenden Welle.

$$\mathfrak{E}(\varphi, \delta) - i\nu_1 = \frac{i(\nu_1^2 - \mathfrak{r}) - i\nu_1^2(1+\mathfrak{r})}{\nu_1(1+\mathfrak{r})} = -\frac{i\mathfrak{r}(1+\nu_1^2)}{\nu_1(1+\mathfrak{r})}$$

$$\mathfrak{E}(\varphi, \delta) + \frac{i}{\nu_1} = \frac{i(\nu_1^2 - \mathfrak{r}) + i(1+\mathfrak{r})}{\nu_1(1+\mathfrak{r})} = \frac{i(1+\nu_1^2)}{\nu_1(1+\mathfrak{r})}.$$

Bildet man den Quotienten:

$$\frac{\mathfrak{E}(\varphi, \delta) - i\nu_1}{\mathfrak{E}(\varphi, \delta) + \frac{i}{\nu_1}} = -\mathfrak{r},$$

so wird sein absoluter Betrag $|\mathfrak{r}|$ gleich dem Verhältnis der Strecken $\mathfrak{E}\mathfrak{E}_1 : \mathfrak{E}\mathfrak{E}_2$ und sein negativer Winkel $(-\mathfrak{r})$ gleich dem von ihnen eingeschlossenen Winkel:

$$\textbf{14.} \quad \frac{\mathfrak{E}\mathfrak{E}_1}{\mathfrak{E}\mathfrak{E}_2} = |-\mathfrak{r}| = \frac{\mathfrak{m}_2}{\mathfrak{m}_1}, \quad -\mathfrak{E}_1\mathfrak{E}\mathfrak{E}_2 = (-\mathfrak{r}) = \pi - (\mu_2 - \mu_1).$$

Mit Hilfe von 13 folgt für die Differenzen:

$$\mathfrak{C}(\varphi,\delta) - i r_1 = \frac{i(r_1^2 - \mathfrak{r}\, e^{-i\Delta}) - i r_1^2 (1 - \mathfrak{r}\, e^{-i\Delta})}{r_1(1 - \mathfrak{r}\, e^{-i\Delta})} = \frac{-i\mathfrak{r}\, e^{-i\Delta}(1 - r_1^2)}{r_1(1 - \mathfrak{r}\, e^{-i\Delta})}$$

$$\mathfrak{C}'(\varphi,\delta) + \frac{i}{r_1} = \frac{i(r_1^2 - \mathfrak{r}\, e^{-i\Delta}) - i(1 - \mathfrak{r}\, e^{-i\Delta})}{r_1(1 - \mathfrak{r}\, e^{-i\Delta})} = \frac{i(1 - r_1^2)}{r_1(1 - \mathfrak{r}\, e^{-i\Delta})},$$

daher wird:

$$\frac{\mathfrak{C}(\varphi,\delta) - i r_1}{\mathfrak{C}'(\varphi,\delta) + \dfrac{i}{r_1}} = -\mathfrak{r}\, e^{-i\Delta}$$

d. h.:

$$15. \qquad \frac{\mathfrak{C}'\mathfrak{C}_1}{\mathfrak{C}'\mathfrak{C}_2} = |-\mathfrak{r}\, e^{-i\Delta}|, \quad \sphericalangle\, \mathfrak{C}_1\mathfrak{C}'\mathfrak{C}_2 = \text{arc}(-\mathfrak{r}\, e^{-i\Delta}).$$

Da nun:

$$|-\mathfrak{r}\, e^{-i\Delta}| = |-\mathfrak{r}|, \quad \text{arc}(-\mathfrak{r}\, e^{-i\Delta}) = \text{arc}(-\mathfrak{r}) - \Delta$$

ist, so ergibt sich aus **14** und **15**:

$$\frac{\mathfrak{C}'\mathfrak{C}_1}{\mathfrak{C}'\mathfrak{C}_2} = \frac{\mathfrak{C}\mathfrak{C}_1}{\mathfrak{C}\mathfrak{C}_2}, \quad \mathfrak{C}_1\mathfrak{C}'\mathfrak{C}_2 = \mathfrak{C}_1\mathfrak{C}\mathfrak{C}_2 + \Delta.$$

Zwischen den Charakteristiken $\mathfrak{C}(\varphi, \delta)$ und $\mathfrak{C}'(\varphi, \delta)$ besteht also die Beziehung der Kreisverwandtschaft, wie sich auch unmittelbar durch Elimination von $\mathfrak{r}$ aus **9** und **13** ergibt, und es folgt der Satz: Dem Vorgang der Erzeugung einer elliptisch polarisierten Welle W' aus einer Welle W durch Doppelbrechung an einer aktiven Kristallplatte mit einer Phasendifferenz Δ der beiden entgegengesetzt polarisierten Wellen W_1, W_2 entspricht in der $(\mathfrak{u}, \mathfrak{v})$-Ebene eine Bewegung des Punktes $\mathfrak{C}$ auf einem Kreise, für welchen das Verhältnis der Abstände des Punktes $\mathfrak{C}$ von $\mathfrak{C}_1$ und $\mathfrak{C}_2$ konstant ist, bis zu dem Punkte $\mathfrak{C}'$, für den:

$$\mathfrak{C}_1\mathfrak{C}'\mathfrak{C}_2 = \mathfrak{C}_1\mathfrak{C}\mathfrak{C}_2 + \Delta.$$

Die Kreise durch $\mathfrak{C}_1\mathfrak{C}_2$, für die der Winkel $\mathfrak{C}_1\mathfrak{C}\mathfrak{C}_2$ konstant ist, bilden ein Orthogonalsystem mit den Kreisen, für die das Abstandsverhältnis $\mathfrak{C}\mathfrak{C}_1 : \mathfrak{C}\mathfrak{C}_2$ einen konstanten Wert hat. Die der Doppelbrechung entsprechende Verschiebung von $\mathfrak{C}$ nach $\mathfrak{C}'$ geschieht längs eines Kreises der zweiten Schar bis zu dem Kreise der ersten Schar, der mit dem durch $\mathfrak{C}$ gehenden, in den Schnittpunkten $\mathfrak{C}_1$ oder $\mathfrak{C}_2$ den Winkel Δ bildet. Damit ist die Möglichkeit gegeben,

unter Benutzung der beiden orthogonalen Kreisscharen für einen gegebenen Polarisationszustand den durch Doppelbrechung an aktiven Kristallplatten daraus hervorgehenden graphisch zu konstruieren. Über die Ausführung dieser Konstruktion mit Hilfe von stereographischen Netzen vergl. p. 593.

Wenn man nach p. 561 die komplexe Ebene auf die Kugel abbildet, so gehen $\mathfrak{E}_1$, $\mathfrak{E}_2$ über in die Endpunkte E_1, E_2 eines Durchmessers, der mit dem Äquator den Winkel $2J_1$ einschließt (Fig. 23), so daß $\tan J_1 = \nu_1$ das Achsenverhältnis der Komponenten $\mathfrak{E}_1$, $\mathfrak{E}_2$ bedeutet. Das durch $\mathfrak{E}_1$, $\mathfrak{E}_2$ in der $(\mathfrak{u}, \mathfrak{v})$-Ebene bestimmte Orthogonalsystem von Kreisen bildet sich ab in ein orthogonales Netz von Kugelkreisen mit den Polen E_1, E_2. Bedeuten E und E′ die Projektionen von $\mathfrak{E}$ und $\mathfrak{E}'$, so müssen ihre sphärischen Abstände von E_1 einander gleich sein, und die größten Kugelkreise durch $E_1 E E_2$ und $E_1 E' E_2$ müssen den Winkel $\varDelta$ miteinander bilden. Daher gilt der von H. Chipart aufgestellte Satz:

Auf der Kugeloberfläche entspricht dem Übergange von W zu W′ eine Drehung um den Durchmesser nach den beiden, die entgegengesetzt polarisierten Komponenten darstellenden Punkten E_1, E_2. Der Drehungswinkel $E E_1 E'$ ist gleich der Phasendifferenz $\varDelta$ der beiden Komponenten.

B. Helligkeit des aus einem elliptischen Analysator austretenden Lichtes.

Da nach p. 574 ein elliptischer Polarisator in je zwei zueinander senkrechten Stellungen der geradlinig polarisierenden Vorrichtung zwei entgegengesetzt elliptisch polarisierte Wellen liefert, so gilt für einen elliptischen Analysator, daß die Helligkeit des austretenden Lichtes in je zwei zueinander senkrechten aber sonst beliebigen Stellungen der geradlinig polarisierenden Vorrichtung gleich ist der Helligkeit je einer der beiden entgegengesetzt elliptisch polarisierten Komponenten des eintretenden Lichtes.

Die Intensität der einfallenden Welle W sei gleich 1 und ihr Polarisationszustand gegeben durch die Gleichungen 1, p. 585. Nach 3 und 4 sind dann die elliptischen Komponenten:

16.
$$\mathfrak{x}_1 = \mathfrak{m}_1 . e^{i\,pt} \qquad \mathfrak{x}_2 = \mathfrak{m}_2 . e^{i\,pt}$$
$$\mathfrak{y}_1 = i\,\nu_1\,\mathfrak{m}_1 . e^{i\,pt} \qquad \mathfrak{y}_2 = -i\frac{\mathfrak{m}_2}{\nu_1} . e^{i\,pt}$$

und ihre Helligkeiten:

$$H_1 = \mathfrak{m}_1^2 (1 + \nu_1)^2 \qquad H_2 = \frac{\mathfrak{m}_2^2}{\nu_1^2} . (1 + \nu_1^2),$$

so daß das Helligkeitsverhältnis:

$$\frac{H_2}{H_1} = \left(\frac{\mathfrak{m}_2}{\nu_1 . \mathfrak{m}_1}\right)^2,$$

d. h. nach 7:

17.
$$\frac{H_2}{H_1} = \frac{|\,\mathfrak{r}\,|^2}{\nu_1^2} = R^2.$$

Zur Berechnung von $|\,\mathfrak{r}\,|$ diente die Gleichung 9:

$$i\,\frac{\nu_1 - \dfrac{\mathfrak{r}}{\nu_1}}{1 + \mathfrak{r}} = \tan\varphi . e^{-i\,\delta},$$

woraus folgt:

$$\mathfrak{r} = \frac{i\,\nu_1^2 - \nu_1 \tan\varphi . e^{-i\,\delta}}{i + \nu_1 \tan\varphi . e^{-i\,\delta}}.$$

Durch Multiplikation mit dem konjugiert komplexen Ausdruck $\bar{\mathfrak{r}}$ ergibt sich daraus:

$$\frac{\mathfrak{r} . \bar{\mathfrak{r}}}{\nu_1^2} = R^2 = \frac{-(i\,\nu_1 - \tan\varphi . e^{-i\,\delta})(i\,\nu_1 + \tan\varphi . e^{i\,\delta})}{(\nu_1 \tan\varphi . e^{-i\,\delta} + i)(\nu_1 \tan\varphi . e^{i\,\delta} - i)}$$
$$= \frac{\tan^2\varphi + \nu_1^2 + 2\,\nu_1 \tan\varphi . \sin\delta}{1 + \nu_1^2 \tan^2\varphi - 2\,\nu_1 \tan\varphi \sin\delta}$$

oder, wenn man $\nu_1 = \tan J_1$ einführt:

$$R^2 = \frac{\cos^2 J_1 \sin^2\varphi + \sin^2 J_1 \cos^2\varphi + \frac{1}{2}\sin 2 J_1 \sin 2\varphi \sin\delta}{\cos^2 J_1 \cos^2\varphi + \sin^2 J_1 \sin^2\varphi - \frac{1}{2}\sin 2 J_1 \sin 2\varphi \sin\delta}$$
$$= \frac{1 - \left\{\cos 2 J_1 \cos 2\varphi + \sin 2 J_1 \sin 2\varphi . \cos\left(\frac{\pi}{2} + \delta\right)\right\}}{1 + \left\{\cos 2 J_1 \cos 2\varphi + \sin 2 J_1 \sin 2\varphi . \cos\left(\frac{\pi}{2} + \delta\right)\right\}}.$$

Nun ist (Fig. 23) in dem sphärischen Dreieck $E P_1 E_1$ (vergl. p. 564):

$$P_1 E = 2\varphi, \quad P_1 E_1 = 2 J_1, \quad E_1 P_1 E = \frac{\pi}{2} + \delta.$$

Setzt man $E_1 E = 2\,\Phi$, so wird:

18.
$$\cos 2\Phi = \cos 2 J_1 \cos 2\varphi + \sin 2 J_1 \sin 2\varphi \cos\left(\frac{\pi}{2} + \delta\right).$$

Es ist also:

19.
$$R^2 = \frac{1 - \cos 2\Phi}{1 + \cos 2\Phi} = \frac{H_2}{H_1}.$$

Da nun $H_1 + H_2 = 1$ ist, so ergibt sich:

$$H_1 = \tfrac{1}{2}(1 + \cos 2\Phi)$$
$$H_2 = \tfrac{1}{2}(1 - \cos 2\Phi). \quad \textbf{20.}$$

Fällt man in Fig. 23 von E das Lot EF auf $E_1 E_2$, so wird:

$$E_2 F = \tfrac{1}{2}(1 + \cos 2\Phi) = H_1$$
$$E_1 F = \tfrac{1}{2}(1 - \cos 2\Phi) = H_2,$$

d. h. der Wert von H_1 wird dargestellt durch die Strecke $E_2 F_1$.

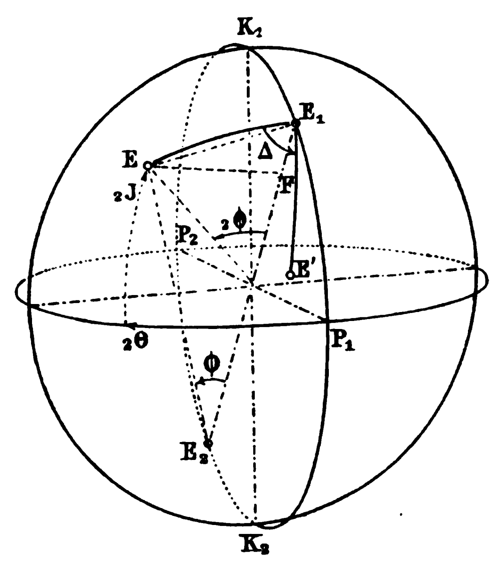


Fig. 23. Geometrische Darstellung der Helligkeit.

Die Helligkeiten der beiden durch E_1, E_2 dargestellten Komponenten einer durch E repräsentierten elliptischen Schwingung sind gleich den Abständen E_2F, E_1F, worin F den Fußpunkt des von E auf $E_1 E_2$ gefällten Lotes bedeutet.

Wie sich danach die Helligkeit des aus einem elliptischen Analysator austretenden Lichtes graphisch bestimmen läßt, ist auf p. 594 angegeben.

C. Amplitudenverhältnis und Phasendifferenz einer elliptisch polarisierten Welle, bezogen auf beliebige entgegengesetzt elliptisch polarisierte Komponenten.

Für die elliptische Schwingung $\mathfrak{E}$ ist nach **19** das Helligkeitsverhältnis der elliptischen Komponenten $\mathfrak{E}_1$ und $\mathfrak{E}_2$ gleich R^2. Nach Analogie mit den geradlinigen Komponenten

kann man R als das Amplitudenverhältnis von 𝔈 in bezug auf $\mathfrak{E}_1\,\mathfrak{E}_2$ bezeichnen; nach **19** ist:

$$R = \tan \Phi.$$

Das Amplitudenverhältnis von 𝔈 in bezug auf $\mathfrak{E}_1$ und $\mathfrak{E}_2$ ist gleich der Tangente des halben Bogens zwischen den Punkten 𝔈 und $\mathfrak{E}_1$ der Kugel, d. h. gleich der Tangente des Winkels $E_1 E_2 E$.

Der Phasenunterschied von $\mathfrak{E}_1$ und $\mathfrak{E}_2$ (**3** oder **16**) ist gleich dem Winkel $\mu_2 - \mu_1$ von $\mathfrak{r}$ in **7**. Für $\mu_2 - \mu_1 = 0$ wird $\mathfrak{r}$ reell und nach **9** $\mathfrak{E}(\varphi, \delta)$ rein imaginär, so daß in diesem Fall die resultierende elliptische Schwingung in bezug auf $\mathfrak{P}_1\,\mathfrak{P}_2$ in der Hauptlage sich befindet. Für die geradlinige Schwingung parallel $\mathfrak{P}_1$ ist $\mathfrak{E}(\varphi, \delta) = 0$, also nach **9**: $\mathfrak{r} = \nu_1^2$ und ferner nach **7**: $\mu_2 - \mu_1 = 0$, wenn man m_1 und m_2 positiv annimmt. Für die rechts zirkularpolarisierte Schwingung muß $\mathfrak{E}(\varphi, \delta) = i$ sein, also nach **9**:

$$\nu_1 - \frac{\mathfrak{r}}{\nu_1} = 1 + \mathfrak{r}$$

oder:

$$\mathfrak{r} = \frac{\nu_1(\nu_1 - 1)}{1 + \nu_1^2},$$

d. h. da stets $\nu_1 - 1 < 0$ ist, muß für positive ν_1 $\mathfrak{r}$ negativ, also $\mu_2 - \mu_1 = \frac{\pi}{2}$ sein, dagegen für negative ν_1 wird $\mathfrak{r}$ positiv und $\mu_2 - \mu_1 = 0$. Das Umgekehrte gilt für die links zirkularpolarisierte Schwingung. Da nun auf der Kugel dem wachsenden Gangunterschiede von $\mathfrak{E}_1$ und $\mathfrak{E}_2$ eine Drehung um $E_1 E_2$ entspricht, welche von E_1 aus betrachtet der Uhrzeigerdrehung entgegengesetzt gerichtet ist, so ergibt sich:

Die Phasendifferenz der beiden entgegengesetzt elliptisch polarisierten Komponenten $\mathfrak{E}_1$ und $\mathfrak{E}_2$ von 𝔈 ist auf der Kugel gleich dem Winkel, durch welchen man den Bogen $E_1 E$ im Sinne der Uhrzeigerbewegung drehen muß, bis er mit dem Teil des Meridiankreises durch E_1 zusammenfällt, der einer abnehmenden Breite entspricht.

D. Konstruktionen.

Mit Hilfe der bisher abgeleiteten Sätze über die Doppelbrechung an aktiven anisotropen Kristallplatten lassen sich die auf p. 565 behandelten Aufgaben über die Konstruktion

der austretenden Schwingungszustände allgemein behandeln. Dabei werden zweckmäßig stereographische Netze benutzt, in denen die Projektionen dreier orthogonaler Kreisscharen der Kugel enthalten sind. Durch $\mathfrak{K}_1$ und $\mathfrak{K}_2$, die Projektionen von K_1 und K_2 (Fig. 24), wird die Schar der

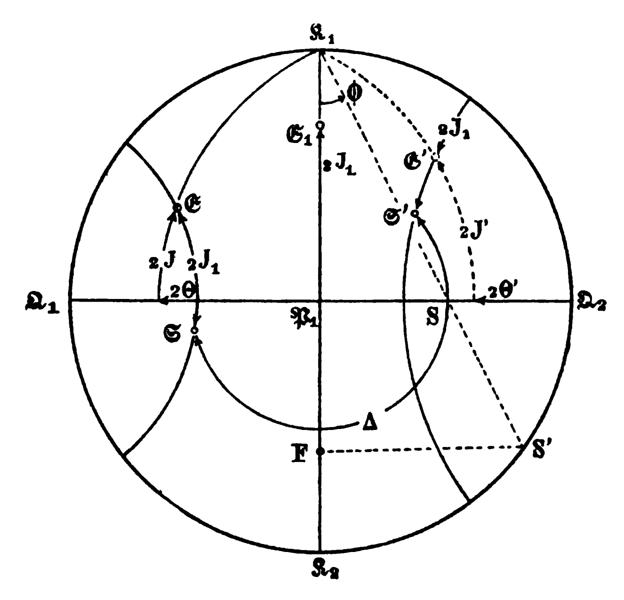


Fig. 24. Graphische Bestimmung des Polarisationszustandes der austretenden Welle und der Helligkeit.

Kreise Θ = const. und ν = const. festgelegt, welche die Projektion der Längen- und Breitenkreise mit den Polen $K_1 K_2$ bildet. Der Mittelpunkt $\mathfrak{P}_1$ des Netzes ist als Mittelpunkt einer konzentrischen Kreisschar der Träger des dazu orthogonalen Strahlenbüschels; entsprechend dem Punkte P_1 der Kugel stellt er die geradlinig // $\mathfrak{P}_1$ polarisierte Schwingung dar. Die Endpunkte $Q_1 Q_2$ des auf der Ebene $K_1 P_1 K_2$ senkrechten Durchmessers bilden sich in $\mathfrak{Q}_1 \mathfrak{Q}_2$ ab und sind die Pole einer dritten orthogonalen Kreisschar der Kugel.

Auf eine aktive Kristallplatte mit dem Achsenverhältnis $\tan J_1$ der elliptischen Komponenten $\mathfrak{E}_1 \mathfrak{E}_2$ und dem Gangunterschiede $\Delta \frac{\lambda}{2\pi}$ falle eine elliptische Schwingung $\mathfrak{E}$ senkrecht ein mit dem Achsenverhältnis $\tan J$ und dem Azi-

mut Θ der großen Halbachse gegen $\mathfrak{P}_1$. Es sollen für die austretende Schwingungsellipse die entsprechenden Größen J' und Θ' konstruiert werden.

Durch die Breite $2\,J_1$ wird auf $\mathfrak{K}_1\,\mathfrak{P}_1\,\mathfrak{K}_2$ der Punkt $\mathfrak{E}_1$, die Projektion von E_1, und durch die Breite $2\,J$ und die Länge $2\,\Theta$ der Punkt $\mathfrak{E}$, die Projektion von E, bestimmt. Um die Drehung der Kugel um $E_1\,E_2$ auszuführen, wird zunächst eine Drehung um $Q_1\,Q_2$ mit dem Winkel $2\,J_1$ vorgenommen, welche E_1 nach P_1 überführt; sodann wird die Kugel um $P_1\,P_2$ durch den Winkel $\varDelta$ gedreht und endlich um $Q_1\,Q_2$ zurückgedreht, so daß $\mathfrak{E}_1$ wieder in seine alte Lage kommt. Diese Operationen lassen sich mit Hilfe der Kreisscharen des Netzes ausführen. Dabei wird $\mathfrak{E}$ zunächst nach $\mathfrak{S}$, dann nach $\mathfrak{S}'$ und schließlich nach $\mathfrak{E}'$ geführt. $\mathfrak{E}'$ stellt die Projektion von E' dar, dessen Länge und Breite gleich $2\,\Theta$ und $2\,J'$ sind.

Bei diesen Operationen kann es vorkommen, daß der Grundkreis $\mathfrak{K}_1\,\mathfrak{Q}_1\,\mathfrak{K}_2\,\mathfrak{Q}_2$ überschritten wird. Dann ist es zweckmäßig, sich das Netz zweiseitig vorzustellen, so daß die Rückseite die den Punkt P_2 enthaltende Kugelhälfte darstellt.

Für den Punkt $\mathfrak{E}'$ ist z. B. die Länge größer als $\frac{\pi}{2}$, so daß man sich $\mathfrak{E}'$ auf der Rückseite des Netzes liegend vorzustellen hat.

Da der Bogen $\mathfrak{E}_1\,\mathfrak{E}'$ gleich $\mathfrak{P}_1\,\mathfrak{S} = \mathfrak{P}_1\,\mathfrak{S}' = \mathfrak{P}_1\,S = \Phi$ ist, so ist nach einer bekannten Eigenschaft der stereographischen Projektion $S\,\mathfrak{K}_1\,\mathfrak{P}_1 = \Phi$, d. h. das Amplitudenverhältnis der austretenden Schwingung $\mathfrak{E}'$, bezogen auf die elliptischen Komponenten $\mathfrak{E}_1\,\mathfrak{E}_2$ ist gleich $\mathfrak{P}_1\,S : \mathfrak{P}_1\,\mathfrak{K}_1$ und ihr Phasenunterschied gleich dem Winkel $\mathfrak{K}_1\,\mathfrak{P}_1\,\mathfrak{S}'$. Daraus ergibt sich die Behandlung unserer Aufgabe für den Fall, daß statt J und Θ das Amplitudenverhältnis $\tan\varphi$ und die Phasendifferenz δ zweier geradlinig polarisierter Komponenten von $\mathfrak{E}$ gegeben und die entsprechenden Größen $\varphi'\,\delta'$ von $\mathfrak{E}'$ gesucht sind.

Mit Hilfe des Winkels Φ kann man nach p. 591 die Helligkeit konstruieren, welche die elliptische Schwingung $\mathfrak{E}'$ ergibt, wenn sie auf einen elliptischen Analysator fällt, der die Komponente $\mathfrak{E}_2$ auslöscht. Man braucht dazu nur von

dem Schnittpunkte S' der Verlängerung von $\mathfrak{K}_1$ S mit dem Kreise $\mathfrak{K}_1 \mathfrak{Q}_1 \mathfrak{K}_2 \mathfrak{Q}_2$ das Lot S'F auf $\mathfrak{K}_1 \mathfrak{K}_2$ zu fällen. Dann stellt die Strecke $\mathfrak{K}_1$ F die Helligkeit des aus dem Analysator austretenden Lichtes dar.

Daß sich die hier angegebenen Konstruktionen auch ohne Zuhilfenahme eines stereographischen Netzes allein mit Zirkel und Lineal durchführen lassen, ergibt sich aus der Entstehungsweise des Netzes.

2. Berechnung der Polarisationszustände und der Helligkeiten.

A. Berechnung mit Hilfe von entgegengesetzt elliptisch polarisierten Komponenten $\mathfrak{F}_1 \mathfrak{F}_2$.

Die Poincaré'sche Methode gestattet die analytische Behandlung der Interferenzerscheinungen an aktiven anisotropen Kristallplatten in sehr einfacher Weise auf sphärisch trigonometrischem Wege durchzuführen.

Als Bestimmungsstücke einer elliptisch polarisierten Welle $\mathfrak{E}$ sollen betrachtet werden das Amplitudenverhältnis R = tan Φ und die Phasendifferenz Δ von $\mathfrak{E}$ bezogen auf zwei beliebige entgegengesetzt elliptisch polarisierte Komponenten $\mathfrak{F}_1 \mathfrak{F}_2$. Die Welle $\mathfrak{E}$ falle auf eine aktive Kristallplatte vom Gangunterschied Γ. Die schnellere gebrochene Welle W_1 habe das Amplitudenverhältnis $R_1 = \tan \Phi_1$ und die Phasendifferenz Δ_1 bezogen auf $\mathfrak{F}_1 \mathfrak{F}_2$. Bedeuten $R' = \tan \Phi'$ und Δ' die entsprechenden Größen für die austretende Welle $\mathfrak{E}'$, so handelt es sich jetzt darum, Φ' und Δ' aus den gegebenen Größen zu berechnen.

$\mathfrak{F}_1$ werde auf der Kugel dargestellt durch den Punkt F_1, den wir zum Gegenpol des Zentrums F_2 der stereographischen Projektion wählen (Fig. 25). Es sei K_1 die Projektion des Nordpols der Kugel und U der Schnittpunkt von $K_1 F_1$ mit dem Grundkreise, dann ist für den Punkt E, der die einfallende Schwingung $\mathfrak{E}$ darstellt, die Phasendifferenz Δ gleich dem Winkel $U F_1 E$ und das Amplitudenverhältnis:

$$\tan \Phi = \tan \frac{F_1 E}{2},$$

also $F_1 E = 2\Phi$. Der Punkt E_1 repräsentiere den Polarisationszustand $\mathfrak{E}_1$ der schnelleren Welle W_1 in der Kristall-

platte, dann sind $F_1 E_1 = 2\Phi_1$ und $U F_1 E_1 = U S_1 = \Delta_1$. Nach p. 589 ergibt sich $\mathfrak{E}'$ durch eine Drehung der Kugel um den nach E_1 gehenden Durchmesser mit dem Winkel $2\pi \frac{\Gamma}{\lambda}$.

Nach dem Euler'schen Theorem über die Zusammensetzung von Drehungen kann man diese Drehung ersetzen durch zwei nacheinander auszuführende Drehungen um den

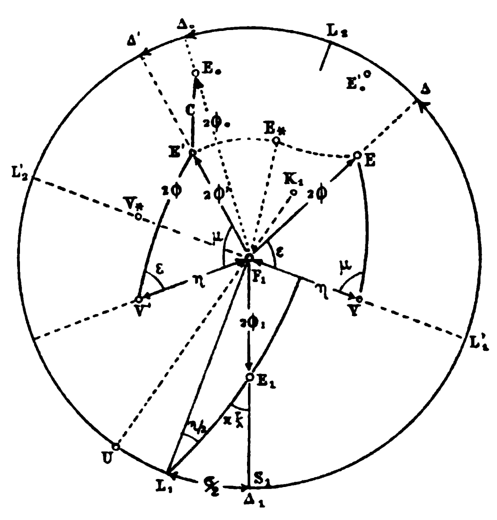


Fig. 25. Zur Berechnung des Polarisationszustandes und der Helligkeit.

Durchmesser $L_1 L_2$ des Grundkreises und um die Achse $F_1 F_2$ mit den Drehungswinkeln η und σ. Die Lage von $L_1 L_2$ bestimmt sich aus dem rechtwinkligen Dreieck $E_1 S_1 L_1$, worin:

$$L_1 E_1 S_1 = \pi \frac{\Gamma}{\lambda}, \quad L_1 S_1 = \frac{\sigma}{2}, \quad E_1 L_1 S_1 = \frac{\pi}{2} - \frac{\eta}{2},$$

so daß:

21. $$\sin \frac{\eta}{2} = \sin \pi \frac{\Gamma}{\lambda} . \sin 2\Phi_1$$

22. $$\tan \frac{\sigma}{2} = \tan \pi \frac{\Gamma}{\lambda} . \cos 2\Phi_1$$

oder:

23. $$\cos \eta = 1 - 2 \sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} . \sin^2 2\Phi_1$$

24. $$\sin \eta = 2 \sin \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \sin 2\Phi_1 \sqrt{1 - \sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \sin^2 2\Phi_1}.$$

Nun ist nach 22:

$$1 + \tan^2 \frac{\sigma}{2} = \frac{1}{\cos^2 \frac{\sigma}{2}} = \frac{\cos^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} + \sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} . \cos^2 2\Phi_1}{\cos^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda}} = \frac{1 - \sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} (1 - \cos^2 2\Phi_1)}{\cos^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda}},$$

also wird:

$$\text{25.} \qquad \cos \frac{\sigma}{2} = \frac{\cos \pi \frac{\Gamma}{\lambda}}{\sqrt{1 - \sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} . \sin^2 2\Phi_1}}$$

$$\text{26.} \qquad \sin \frac{\sigma}{2} = \frac{\sin \pi \frac{\Gamma}{\lambda} . \cos 2\Phi_1}{\sqrt{1 - \sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} . \sin^2 2\Phi_1}}.$$

Durch die Drehung um $L_1 L_2$ wird F_1 längs des zu $L_1 F_1 L_2$ senkrechten Meridiankreises $L_1' F_1 L_2'$ nach V_* übergeführt, so daß $F_1 V_* = \eta$ ist. E beschreibt dabei längs eines kleinen Kugelkreises den Bogen $E E_*$ und der Punkt V des Kreises $L_1' F_1 L_2'$, für den $F_1 V = \eta$ ist, fällt mit F_1 zusammen. Die Drehung um $L_1 L_2$ bewirkt also, daß das Dreieck $V F_1 E$ übergeführt wird in $F_1 V_* E_*$. Die folgende Drehung um die durch F_1 gehende Achse mit dem Winkel σ bringt das Dreieck $F_1 V_* E_*$ in die neue Lage $F_1 V' E'$. Der Winkel $E' F_1 U = \Delta'$ und der sphärische Abstand $2\Phi'$ des Punktes E' von F_1 lassen sich nun bestimmen. Bekannt sind:

$$E' V' = E_* V_* = E F_1 = 2\Phi,$$
$$V' F_1 = V_* F_1 = F_1 V = \eta,$$

$$\text{27.} \qquad E' V' F_1 = \varepsilon = E_* V_* F_1 = E F_1 V = \Delta - \Delta_1 + \frac{\sigma}{2} - \frac{\pi}{2}.$$

Daraus folgt zunächst $E' F_1 = 2\Phi'$. Denn es ist:

$$\cos 2\Phi' = \cos 2\Phi \cos \eta + \sin 2\Phi \sin \eta . \sin \left(\Delta - \Delta_1 + \frac{\sigma}{2}\right)$$
$$= \cos 2\Phi \cos \eta + \sin 2\Phi \sin \eta . \left(\sin (\Delta - \Delta_1) \cos \frac{\sigma}{2} + \cos (\Delta - \Delta_1) \sin \frac{\sigma}{2}\right).$$

Daher erhalten wir nach **23—26** zur Berechnung des Amplitudenverhältnisses $\tan \Phi'$ der austretenden Welle $\mathfrak{E}'$ den allgemeinen Ausdruck:

$$\text{45.} \qquad \begin{aligned} \cos 2\Phi' = {} & \cos 2\Phi \left(1 - 2 \sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \sin^2 2\Phi_1\right) \\ & + \sin 2\Phi \Big[\sin (\Delta - \Delta_1) \sin 2\Phi_1 \sin 2\pi \frac{\Gamma}{\lambda} \\ & \qquad + \cos (\Delta - \Delta_1) \sin 4\Phi_1 \sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda}\Big]. \end{aligned}$$

Setzt man $E'F_1V' = \mu$, so ergibt sich für Δ' die Relation:

28. $$\Delta' - \Delta_1 = \frac{3\pi}{2} + \frac{\sigma}{2} - \mu,$$

also:

29. $$\tan(\Delta' - \Delta_1) = -\frac{\tan\mu + \operatorname{cotg}\frac{\sigma}{2}}{1 - \tan\mu \cdot \operatorname{cotg}\frac{\sigma}{2}}.$$

Der Winkel μ läßt sich aus dem Dreieck $E'F_1V'$ berechnen. Es ist (vergl. 27. p. 582):

$$\tan\mu = \frac{\sin\varepsilon \cdot \sin 2\Phi}{\sin(2\Phi + \eta)\sin^2\frac{\varepsilon}{2} - \sin(2\Phi - \eta)\cos^2\frac{\varepsilon}{2}}$$

30. $$= \frac{\sin\varepsilon \sin 2\Phi}{\sin\eta \cdot \cos 2\Phi - \cos\eta \sin 2\Phi \cos\varepsilon}$$

so daß sich für 29 ergibt:

$$\tan(\Delta' - \Delta_1) = \frac{Z}{N}$$

31. $$= -\frac{\sin\frac{\sigma}{2}\sin\varepsilon\sin 2\Phi + \cos\frac{\sigma}{2}(\sin\eta\cos 2\Phi - \cos\eta\sin 2\Phi\cos\varepsilon)}{\sin\frac{\sigma}{2}(\sin\eta\cos 2\Phi - \cos\eta\sin 2\Phi\cos\varepsilon) - \cos\frac{\sigma}{2}\sin\varepsilon\sin 2\Phi}.$$

Ersetzt man ε durch den Wert 27, so wird der Zähler:

$$Z = \sin\frac{\sigma}{2}\sin 2\Phi\left(\cos(\Delta - \Delta_1)\cos\frac{\sigma}{2} - \sin(\Delta - \Delta_1)\sin\frac{\sigma}{2}\right)$$
$$- \cos\frac{\sigma}{2}\sin\eta\cos 2\Phi$$
$$+ \cos\frac{\sigma}{2}\cos\eta\sin 2\Phi\left(\sin(\Delta - \Delta_1)\cos\frac{\sigma}{2} + \cos(\Delta - \Delta_1)\sin\frac{\sigma}{2}\right)$$

und nach 23—26:

$$\left(1 - \sin^2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\sin^2 2\Phi_1\right)Z$$
$$= \sin\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\cos 2\Phi_1\sin 2\Phi\left(\cos(\Delta - \Delta_1)\cos\pi\frac{\Gamma}{\lambda} - \sin(\Delta - \Delta_1)\sin\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\cos 2\Phi_1\right)$$
$$- 2\sin\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\sin 2\Phi_1\cos\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\cos 2\Phi\left(1 - \sin^2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\sin^2 2\Phi_1\right)$$
$$+ \cos\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\sin 2\Phi\left(1 - 2\sin^2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\sin^2 2\Phi_1\right)$$
$$\times\left(\sin(\Delta - \Delta_1)\cos\pi\frac{\Gamma}{\lambda} + \cos(\Delta - \Delta_1)\sin\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\cos 2\Phi_1\right)$$
$$= \sin 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\cos 2\Phi_1\sin 2\Phi\cos(\Delta - \Delta_1)$$
$$- \sin^2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\cos^2 2\Phi_1\sin 2\Phi\sin(\Delta - \Delta_1)$$

$$- \sin 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda} \sin 2\Phi_1 \cos 2\Phi \left(1 - \sin^2 \pi\frac{\Gamma}{\lambda} \sin^2 2\Phi_1\right)$$

$$+ \cos^2 \pi\frac{\Gamma}{\lambda} \sin 2\Phi \sin(\Delta - \Delta_1)$$

$$- 2\sin^2 \pi\frac{\Gamma}{\lambda} \sin^2 2\Phi_1 \cos^2 \pi\frac{\Gamma}{\lambda} \sin 2\Phi \sin(\Delta - \Delta_1)$$

$$- \sin^2 \pi\frac{\Gamma}{\lambda} \sin^2 2\Phi_1 \sin 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda} \sin 2\Phi \cos 2\Phi_1 \cos(\Delta - \Delta_1)$$

$$= \sin 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda} \cos 2\Phi_1 \sin 2\Phi \cos(\Delta - \Delta_1)\left[1 - \sin^2 \pi\frac{\Gamma}{\lambda} \sin^2 2\Phi_1\right]$$

$$- \sin 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda} \cos 2\Phi \sin 2\Phi_1 \left[1 - \sin^2 \pi\frac{\Gamma}{\lambda} \sin^2 2\Phi_1\right]$$

$$+ \sin 2\Phi \sin(\Delta - \Delta_1)\left[\cos^2 \pi\frac{\Gamma}{\lambda} - \sin^2\pi\frac{\Gamma}{\lambda} \cos^2 2\Phi_1 - 2\sin^2\pi\frac{\Gamma}{\lambda} \cos^2 \pi\frac{\Gamma}{\lambda} \sin^2 2\Phi_1\right].$$

Darin läßt sich noch der letzte Klammerausdruck vereinfachen zu:

$$1 - \sin^2 \pi\frac{\Gamma}{\lambda}(1 + 1 - \sin^2 2\Phi_1) - 2\sin^2 \pi\frac{\Gamma}{\lambda} \sin^2 2\Phi_1 + 2\sin^4 \pi\frac{\Gamma}{\lambda} \sin^2 2\Phi_1$$

$$= 1 - 2\sin^2 \pi\frac{\Gamma}{\lambda} - \sin^2 \pi\frac{\Gamma}{\lambda} \sin^2 2\Phi_1 + 2\sin^4 \pi\frac{\Gamma}{\lambda} \sin^2 2\Phi_1$$

$$= \left(1 - \sin^2 \pi\frac{\Gamma}{\lambda} \sin^2 2\Phi_1\right) \left(1 - 2\sin^2 \pi\frac{\Gamma}{\lambda}\right)$$

$$= \left(1 - \sin^2 \pi\frac{\Gamma}{\lambda} \sin^2 2\Phi_1\right) \cos 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}.$$

Demnach wird der Zähler in **31**:

$$\text{32a.} \quad Z = \sin 2\Phi\left[\sin(\Delta - \Delta_1) \cos 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda} + \cos(\Delta - \Delta_1) \sin 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda} \cos 2\Phi_1\right]$$
$$- \cos 2\Phi \sin 2\Phi_1 \sin 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}.$$

In ähnlicher Weise läßt sich auch der Nenner N umformen. Nach **27** wird:

$$N = \sin\frac{\sigma}{2} \sin\eta \cos 2\Phi$$

$$- \sin\frac{\sigma}{2} \cos\eta \sin 2\Phi \left(\sin(\Delta - \Delta_1) \cos\frac{\sigma}{2} + \cos(\Delta - \Delta_1) \sin\frac{\sigma}{2}\right)$$

$$+ \cos\frac{\sigma}{2} \sin 2\Phi \left(\cos(\Delta - \Delta_1) \cos\frac{\sigma}{2} - \sin(\Delta - \Delta_1) \sin\frac{\sigma}{2}\right)$$

und nach **23—26**:

$$\left(1 - \sin^2\pi\frac{\Gamma}{\lambda} \sin 2\Phi_1\right) N$$

$$= 2\sin^2 \pi\frac{\Gamma}{\lambda} \cos 2\Phi \sin 2\Phi_1 \cos 2\Phi_1 \left(1 - \sin^2 \pi\frac{\Gamma}{\lambda} \sin^2 2\Phi_1\right)$$

$$+ \cos \pi\frac{\Gamma}{\lambda} \sin 2\Phi \left[\cos(\Delta - \Delta_1) \cos \pi\frac{\Gamma}{\lambda} - \sin(\Delta - \Delta_1) \sin \pi\frac{\Gamma}{\lambda} \cos 2\Phi_1\right]$$

$$-\sin 2\Phi \sin \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \cos 2\Phi_1 \left(1 - 2\sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \sin^2 2\Phi_1\right)$$

$$\times \left[\sin (\Delta - \Delta_1) \cos \pi \frac{\Gamma}{\lambda} + \cos (\Delta - \Delta_1) \sin \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \cos 2\Phi_1\right]$$

$$= \sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \cos 2\Phi \sin 4\Phi_1 \left(1 - \sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \sin^2 2\Phi_1\right)$$

$$- \sin 2\pi \frac{\Gamma}{\lambda} \sin 2\Phi \cos 2\Phi_1 \sin (\Delta - \Delta_1)$$

$$+ \cos^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \sin 2\Phi \cos (\Delta - \Delta_1)$$

$$- \sin 2\Phi \sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \cos^2 2\Phi_1 \cos (\Delta - \Delta_1)$$

$$+ 2\sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \sin^2 2\Phi_1 \sin 2\Phi \cos 2\Phi_1 \sin \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \cos \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \sin (\Delta - \Delta_1)$$

$$+ 2\sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \sin^2 2\Phi_1 \sin 2\Phi \cos^2 2\Phi_1 \sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \cos (\Delta - \Delta_1)$$

$$= \cos 2\Phi \sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \sin 4\Phi_1 \left[1 - \sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \sin^2 2\Phi_1\right]$$

$$- \sin 2\Phi \cos 2\Phi_1 \sin (\Delta - \Delta_1) \sin 2\pi \frac{\Gamma}{\lambda} \left[1 - \sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \sin^2 2\Phi_1\right]$$

$$+ \sin 2\Phi \cos (\Delta - \Delta_1) \left[\cos^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} - \sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \cos^2 2\Phi_1 \right.$$

$$\left. + 2\sin^4 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \sin^2 2\Phi_1 \cos^2 2\Phi_1\right].$$

Nun ist der letzte Klammerausdruck:

$$\cos^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} + \sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \cos^2 2\Phi_1 - 2\sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \cdot \cos^2 2\Phi_1 \left(1 - \sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \sin^2 2\Phi_1\right)$$

$$= \cos^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} + \sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} (1 - \sin^2 2\Phi_1) - 2\sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \cos^2 2\Phi_1 \left(1 - \sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \sin^2 2\Phi_1\right)$$

$$= \left(1 - \sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \sin^2 2\Phi_1\right) \left(1 - 2\sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \cos^2 2\Phi_1\right).$$

Daher ergibt sich für den Nenner in **31**:

32 b.
$$N = \sin 2\Phi \left[\cos (\Delta - \Delta_1) \cdot \left(1 - 2\sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \cos^2 2\Phi_1\right)\right.$$
$$\left. - \cos 2\Phi_1 \sin 2\pi \frac{\Gamma}{\lambda} \sin (\Delta - \Delta_1)\right] + \cos 2\Phi \sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \sin 4\Phi_1.$$

Auf solche Weise ist auch der allgemeine Ausdruck zur Berechnung der Phasendifferenz Δ' der austretenden Welle $\mathfrak{E}'$ gewonnen:

46.
$$\tan (\Delta' - \Delta_1) = \frac{Z}{N}.$$

Diese Werte **45** und **46** von:

$$\Phi' = \Xi (\Phi, \Delta, \Phi_1, \Delta_1, \Gamma) \text{ und } \Delta' = Z (\Phi, \Delta, \Phi_1, \Delta_1, \Gamma)$$

sollen nun benutzt werden, um die Helligkeit H der Welle $\mathfrak{E}'$ zu berechnen, wenn sie auf einen elliptischen Analysator fällt, der die Komponente $\mathfrak{E}_0$ mit dem Amplitudenverhältnis $\tan \Phi_0$ und der Phasendifferenz Δ_0 als geradlinige Schwingung ohne Änderung der Helligkeit austreten läßt.

Auf der Kugel sei $\mathfrak{E}_0$ dargestellt durch den Punkt E_0 (Fig. 25), für den $UF_1E_0 = \Delta_0$ und $F_1E_0 = 2\Phi_0$ ist. Bezeichnet man E_0E' mit c, so ist nach **20** (p. 591) die Helligkeit des aus dem Analysator austretenden Lichtes:

33. $$H = \tfrac{1}{2} + \tfrac{1}{2}\cos c,$$

worin:

34. $$\cos c = \cos 2\Phi_0 \cos 2\Phi' + \sin 2\Phi_0 \sin 2\Phi' \cos(\Delta_0 - \Delta')$$

ist und für Φ' und Δ' die Werte **45** und **46** einzusetzen sind.

Denkt man sich um E_1E_2 die Kugel um den Winkel $2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}$ zurückgedreht, so fällt E' mit E zusammen und E_0 nimmt die Lage E_0' an, für die der sphärische Abstand $F_1E_0' = 2\Phi_0'$ und der Winkel $UF_1E_0' = \Delta_0'$ zu bestimmen sind aus:

45° $$\Phi_0' = \Xi(\Phi_0, \Delta_0, \Phi_1, \Delta_1, -\Gamma)$$

46° $$\Delta_0' = Z(\Phi_0, \Delta_0, \Phi_1, \Delta_1, -\Gamma)$$

Da nun $E_0'E = E_0E' = c$ sein muß, so ergibt sich:

35. $$\cos c = \cos 2\Phi \cos 2\Phi_0' + \sin 2\Phi \sin 2\Phi_0' \cos(\Delta_0' - \Delta).$$

Aus **34** und **35** folgt also:

36. $$\begin{aligned}&\cos 2\Phi_0 \cos 2\Phi' + \sin 2\Phi_0 \sin 2\Phi' \cos(\Delta_0 - \Delta')\\ &= \cos 2\Phi \cos 2\Phi_0' + \sin 2\Phi \sin 2\Phi_0' \cos(\Delta_0' - \Delta)\end{aligned}$$

eine Identität in Φ, Δ, Φ_0, Δ_0, Φ_1, Δ_1 und Γ, die zur Berechnung der Koeffizienten von $\cos 2\Phi$ und $\sin 2\Phi$ in **35** dient.

Für $\Phi = 0$ ergibt sich aus **36**:

37. $$\cos 2\Phi_0' = \cos 2\Phi_0 [\cos 2\Phi']_0 + \sin 2\Phi_0 [\sin 2\Phi' \cos(\Delta_0 - \Delta')]_0.$$

Nun ist nach **45**:

38. $$[\cos 2\Phi']_0 = 1 - 2\sin^2 \pi\frac{\Gamma}{\lambda} \sin^2 2\Phi_1,$$

daher:

39. $$[\sin 2\Phi']_0 = 2\sin\pi\frac{\Gamma}{\lambda} \sin 2\Phi_1 \sqrt{1 - \sin^2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\sin^2 2\Phi_1}.$$

Ferner folgt aus **46**:

$$[\tan(\Delta' - \Delta_1)]_0 = -\frac{1}{\cos 2\Phi_1 \tan\pi\frac{\Gamma}{\lambda}},$$

d. h.

$$[\cos(\varDelta' - \varDelta_1)]_0 = \frac{\sin \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \cos 2\Phi_1}{\sqrt{1 - \sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \sin^2 2\Phi_1}},$$

$$[\sin(\varDelta' - \varDelta_1)]_0 = \frac{-\cos \pi \frac{\Gamma}{\lambda}}{\sqrt{1 - \sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \sin^2 2\Phi_1}},$$

so daß sich ergibt:

40. $$[\sin 2\Phi' \cos(\varDelta_0 - \varDelta')]_0 = 2 \sin \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \sin 2\Phi_1 \left(\cos(\varDelta_0 - \varDelta_1) \cos 2\Phi_1 \sin \pi \frac{\Gamma}{\lambda} - \sin(\varDelta_0 - \varDelta_1) \cos \pi \frac{\Gamma}{\lambda}\right).$$

Für $2\Phi = \frac{\pi}{2}$ erhält man aus **36**:

41. $$\sin 2\Phi_0' \cos(\varDelta_0' - \varDelta) = \cos 2\Phi_0 [\cos 2\Phi'] + \sin 2\Phi_0 [\sin 2\Phi' \cos(\varDelta_0 - \varDelta')].$$

Aus **45** ergibt sich wieder:

42. $$[\cos 2\Phi'] = \sin(\varDelta - \varDelta_1) \sin 2\Phi_1 \sin 2\pi \frac{\Gamma}{\lambda} + \cos(\varDelta - \varDelta_1) \sin 4\Phi_1 \sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda},$$

d. h.

43. $$[\sin 2\Phi'] = \sqrt{1 - \left[\sin(\varDelta - \varDelta_1) \sin 2\Phi_1 \sin 2\pi \frac{\Gamma}{\lambda} + \cos(\varDelta - \varDelta_1) \sin 4\Phi_1 \sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda}\right]^2}$$

und aus **46**:

$$[\tan(\varDelta' - \varDelta_1] = \frac{\sin(\varDelta - \varDelta_1) \cos 2\pi \frac{\Gamma}{\lambda} + \cos(\varDelta - \varDelta_1) \sin 2\pi \frac{\Gamma}{\lambda} \cos 2\Phi_1}{\cos(\varDelta - \varDelta_1)\left(1 - 2\sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \cos^2 2\Phi_1\right) - \sin(\varDelta - \varDelta_1) \sin 2\pi \frac{\Gamma}{\lambda} \cos 2\Phi_1},$$

so daß:

$$[\sin(\varDelta' - \varDelta_1)] = \frac{1}{N_1}\left(\sin(\varDelta - \varDelta_1) \cos 2\pi \frac{\Gamma}{\lambda} + \cos(\varDelta - \varDelta_1) \sin 2\pi \frac{\Gamma}{\lambda} \cos 2\Phi_1\right),$$

$$[\cos(\varDelta' - \varDelta_1)] = \frac{1}{N_1}\left(\cos(\varDelta - \varDelta_1)\left(1 - 2\sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \cos^2 2\Phi_1\right) - \sin(\varDelta - \varDelta_1) \sin 2\pi \frac{\Gamma}{\lambda} \cos 2\Phi_1\right).$$

Darin ist:

$$N_1^2 = \left\{\sin(\varDelta - \varDelta_1) \cos 2\pi \frac{\Gamma}{\lambda} + \cos(\varDelta - \varDelta_1) \sin 2\pi \frac{\Gamma}{\lambda} \cos 2\Phi_1\right\}^2 + \left\{\cos(\varDelta - \varDelta_1)\left(1 - 2\sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \cos^2 2\Phi_1\right) - \sin(\varDelta - \varDelta_1) \sin 2\pi \frac{\Gamma}{\lambda} \cos 2\Phi_1\right\}^2$$

oder:

$$N_1 = [\sin 2\Phi'],$$

so daß:

44.
$$
\begin{aligned}
&[\sin 2\Phi' \cos(\Delta_0 - \Delta')] \\
&= \cos(\Delta_0 - \Delta_1)\cos(\Delta - \Delta_1)\left(1 - 2\sin^2 \pi\frac{\Gamma}{\lambda}\cos^2 2\Phi_1\right) \\
&+ \sin(\Delta_0 - \Delta_1)\sin(\Delta - \Delta_1)\cos 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda} \\
&+ \sin 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\cos 2\Phi_1 \sin(\Delta_0 - \Delta).
\end{aligned}
$$

Nun ist nach **35**, **37** und **41**:

$$
\begin{aligned}
\cos c = {} & \cos 2\Phi_0 \{\cos 2\Phi [\cos 2\Phi']_0 + \sin 2\Phi [\cos 2\Phi']\} \\
& + \sin 2\Phi_0 \{\cos 2\Phi [\sin 2\Phi' \cos(\Delta_0 - \Delta')]_0 + \sin 2\Phi [\sin 2\Phi' \cos(\Delta_0 - \Delta')]\},
\end{aligned}
$$

so daß nach **33**, **38**, **40**, **42**, **44** der allgemeine Ausdruck zur Berechnung der Helligkeit H der aus dem Analysator austretenden Welle lautet:

47.
$$
\begin{aligned}
&2\mathrm{H} - 1 \\
&= \cos 2\Phi \cos 2\Phi_0 \left(1 - 2\sin^2 \pi\frac{\Gamma}{\lambda}\sin^2 2\Phi_1\right) \\
&+ \sin 2\Phi \cos 2\Phi_0 \left(\sin(\Delta - \Delta_1)\sin 2\Phi_1 \sin 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\right. \\
&\qquad \left. + \cos(\Delta - \Delta_1)\sin 4\Phi_1 \sin^2 \pi\frac{\Gamma}{\lambda}\right) \\
&+ 2\cos 2\Phi \sin 2\Phi_0 \sin 2\Phi_1 \sin \pi\frac{\Gamma}{\lambda}\left(\cos(\Delta_0 - \Delta_1)\cos 2\Phi_1 \sin \pi\frac{\Gamma}{\lambda}\right. \\
&\qquad \left. - \sin(\Delta_0 - \Delta_1)\cos \pi\frac{\Gamma}{\lambda}\right) \\
&+ \sin 2\Phi \sin 2\Phi_0 \left\{\cos(\Delta_0 - \Delta_1)\cos(\Delta - \Delta_1)\left(1 - 2\sin^2 \pi\frac{\Gamma}{\lambda}\cos^2 2\Phi_1\right)\right. \\
&\left. + \sin(\Delta_0 - \Delta_1)\sin(\Delta - \Delta_1)\cos 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda} + \sin 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\cos 2\Phi_1 \sin(\Delta_0 - \Delta)\right\}.
\end{aligned}
$$

Wir setzen symbolisch:

47a.
$$
\mathrm{H} = H(\Phi, \Delta, \Phi_0, \Delta_0, \Phi_1, \Delta_1\ \Gamma).
$$

Die gesuchten Bestimmungsstücke Φ' und Δ' der aus der Platte austretenden Welle $\mathfrak{E}'$ sind also zu berechnen aus **45** und **46**, während die Wirkung des Analysators aus **47** zu entnehmen ist.

B. Berechnung mit Hilfe von geradlinig oder entgegengesetzt zirkular polarisierten Komponenten.

Dem Übergang von den beliebigen entgegengesetzt elliptisch polarisierten Komponenten $\mathfrak{F}_1\,\mathfrak{F}_2$ zu geradlinigen Komponenten $\mathfrak{G}_1\,\mathfrak{G}_2$ entspricht in der Darstellung auf der Kugel die Vertauschung des beliebig gelegenen Kugel-

punktes F_1 mit einem Punkte G_1 des Äquators (Fig. 25). Dabei fällt K_1 in den Grundkreis, während alle anderen Punkte ihre Lage und ihre Bedeutung behalten. Dann ist:

$$F_1 E = 2\varphi, \quad U F_1 E = \frac{\pi}{2} + \delta$$

zu setzen. Es bedeuten jetzt $\tan\varphi$ das Amplitudenverhältnis und δ den Phasenunterschied von $\mathfrak{E}$ in bezug auf die geradlinigen Komponenten $\mathfrak{G}_1\,\mathfrak{G}_2$. Demnach müssen **45—47** noch gelten, wenn man darin statt Φ und Δ usw. die Größen φ und $\frac{\pi}{2} + \delta$ usw. einführt, oder auch statt $\frac{\pi}{2} + \delta$ die Größe δ selbst, da nur die Differenzen von Δ auftreten. Es bestehen also folgende Beziehungen:

45a. $$\varphi' = \Xi(\varphi, \delta, \varphi_1, \delta_1, \Gamma)$$

46a. $$\Delta' = Z(\varphi, \delta, \varphi_1, \delta_1, \Gamma)$$

47a. $$\mathrm{H} = H(\varphi, \delta, \varphi_0, \delta_0, \varphi_1, \delta_1, \Gamma).$$

Gehen $\mathfrak{F}_1\,\mathfrak{F}_2$ in entgegengesetzt zirkular polarisierte Komponenten $\mathfrak{K}_1\,\mathfrak{K}_2$ über, so müssen auf der Kugel die Punkte $F_1\,F_2$ mit den Polen $K_1\,K_2$ zusammenfallen (Fig. 25), so daß der Grundkreis dem Äquator entspricht. Stellt E wieder die einfallende Schwingung $\mathfrak{E}$ dar, so wird:

$$F_1 E = \tan\left(\frac{\pi}{2} - 2J\right), \quad U F_1 E = -2\Theta.$$

Es bedeuten hier $\tan J$ das Achsenverhältnis und Θ das Hauptachsenazimut von $\mathfrak{E}$. Dieselben Beziehungen bestehen zwischen den übrigen in Betracht kommenden Polarisationszuständen $\mathfrak{E}_1$, $\mathfrak{E}'$, $\mathfrak{E}_0$ und den entsprechenden Punkten E_1, E', E_0 der Kugel. Daher gelten **45—47** auch für den Fall, daß man darin die Größen Φ, Δ usw. ersetzt durch $\frac{\pi}{4} - J$, -2Θ usw., d. h. es ergeben sich die Relationen:

45b. $$\frac{\pi}{4} - J' = \Xi\left(\frac{\pi}{4} - J, -2\Theta, \frac{\pi}{4} - J_1, -2\Theta_1, \Gamma\right)$$

46b. $$-2\Theta' = Z\left(\frac{\pi}{4} - J, -2\Theta, \frac{\pi}{4} - J_1, -2\Theta_1, \Gamma\right)$$

47b. $$\mathrm{H} = H\left(\frac{\pi}{4} - J, -2\Theta, \frac{\pi}{4} - J_0, -2\Theta_0, \frac{\pi}{4} - J_1, -2\Theta_1, \Gamma\right).$$

Um das Ergebnis dieser Betrachtungen übersichtlich aussprechen zu können, stellen wir die Polarisationszustände der betrachteten Wellen und ihrer Bestimmungsstücke zusammen:

Polarisationszustand	I. Entgegengesetzt elliptisch polarisierte Komponenten $\mathfrak{F}_1\,\mathfrak{F}_2$		II. Geradlinig polarisierte Komponenten $\mathfrak{G}_1\,\mathfrak{G}_2$		III. Entgegengesetzt zirkular polarisierte Komponenten $\mathfrak{K}_1\,\mathfrak{K}_2$	
	1.	2.	1.	2.	1.	2.
	arc tan Amplitudenverhältnis	Phasendifferenz	arc tan Amplitudenverhältnis	Phasendifferenz	$\frac{\pi}{4}$ – arc tan Achsenverhältnis	Negatives Hauptachsenazimut × 2
$\mathfrak{E}$	Φ	Δ	φ	δ	$\frac{\pi}{4} - J$	-2Θ
$\mathfrak{E}_1$	Φ_1	Δ_1	φ_1	δ_1	$\frac{\pi}{4} - J_1$	$-2\Theta_1$
$\mathfrak{E}'$	Φ'	Δ'	φ'	δ'	$\frac{\pi}{4} - J'$	$-2\Theta'$
$\mathfrak{E}_0$	Φ_0	Δ_0	φ_0	δ_0	$\frac{\pi}{4} - J_0$	$-2\Theta_0$

In eine aktive Kristallplatte vom Gangunterschied Γ der beiden elliptischen Komponenten $\mathfrak{E}_1\,\mathfrak{E}_2$ trete eine elliptisch polarisierte Welle $\mathfrak{E}$ senkrecht ein. Die austretende Welle $\mathfrak{E}'$ falle auf einen Analysator, der die Komponente $\mathfrak{E}_0$ von $\mathfrak{E}'$ als geradlinig polarisierte Welle ohne Änderung der Helligkeit H austreten läßt. Dann ergeben sich die Bestimmungsstücke von $\mathfrak{E}'$ und die Helligkeit H von $\mathfrak{E}_0$ nach den allgemeinen Relationen **45**, **46** und **47** als Funktionen von Γ und der Bestimmungsstücke von $\mathfrak{E}$, $\mathfrak{E}_1$, $\mathfrak{E}_0$. Dabei sind alle Polarisationszustände bezogen auf beliebige elliptische Komponenten $\mathfrak{F}_1\,\mathfrak{F}_2$ durch Amplitudenverhältnis tan Φ und Phasendifferenz Δ (Spalte I). Führt man geradlinige Komponenten $\mathfrak{G}_1\,\mathfrak{G}_2$ oder zirkulare Komponenten $\mathfrak{K}_1\,\mathfrak{K}_2$ ein, so treten in jene Relationen die in Spalte II oder III angeführten Größen ein.

C. Allgemeine Beziehungen zwischen Amplitudenverhältnis, Phasendifferenz, Achsenverhältnis und Hauptachsenazimut elliptischer Schwingungen.

Als Bestimmungsstücke einer elliptischen Schwingung werden benutzt Amplitudenverhältnis tan φ und Phasendifferenz δ in bezug auf zwei geradlinig polarisierte Kom-

ponenten oder das Achsenverhältnis tan J und das Hauptachsenazimut Θ in bezug auf eine feste Gerade. Um diese beiden Paare von Größen auf experimentellem Wege zu bestimmen, benutzt man Kompensatoren mit Kristallplatten von veränderlichem Gangunterschied (p. 580) oder von konstantem, möglichst genau $\frac{1}{4}$ Wellenlänge großen Gangunterschied (p. 576). Das eine der beiden Paare von Bestimmungsgrößen wird aus dem anderen berechnet mit Hilfe der Beziehungen **4** und **6** (p. 544).

Nach der Zusammenstellung auf p. 605 sind die Größen φ, δ und J, Θ spezielle Bestimmungsstücke. Die allgemeineren Bestimmungsstücke Φ, Δ sind gegeben durch das Amplitudenverhältnis und die Phasendifferenz in bezug auf zwei entgegengesetzt elliptisch polarisierte Komponenten $\mathfrak{F}_1$, $\mathfrak{F}_2$. Gehen $\mathfrak{F}_1$, $\mathfrak{F}_2$ in geradlinig polarisierte Schwingungen über, so werden Φ und Δ identisch mit φ und δ, während sie beim Übergang zu zirkularen Komponenten durch $\frac{\pi}{4} - J$ und -2Θ zu ersetzen sind.

Fig. 26. Beziehungen zwischen Phasendifferenz Δ und Amplitudenverhältnis tan Φ.

Es sollen nun die den Beziehungen **4** und **6** entsprechenden allgemeinen Relationen aufgestellt werden zwischen den Bestimmungsstücken einer elliptischen Schwingung $\mathfrak{F}_{13}$, die bezogen ist auf zwei verschiedene Paare von elliptischen Komponenten $\mathfrak{F}_{11}$, $\mathfrak{F}_{21}$ und $\mathfrak{F}_{12}$, $\mathfrak{F}_{22}$ durch die Amplitudenverhältnisse tan Φ_{13}, tan Φ_{23} und die Phasendifferenzen Δ_{13}, Δ_{23}. Dabei sollen die Bestimmungsstücke von $\mathfrak{F}_{11}$ in bezug auf $\mathfrak{F}_{12}$, $\mathfrak{F}_{22}$ durch Φ_{12}, Δ_{12} und von $\mathfrak{F}_{12}$ in bezug auf $\mathfrak{F}_{11}$, $\mathfrak{F}_{21}$ durch Φ_{21}, Δ_{21} bezeichnet werden.

Auf der Kugel mögen die Polarisationszustände $\mathfrak{F}_{11}$, $\mathfrak{F}_{12}$, $\mathfrak{F}_{13}$ dargestellt werden (Fig. 26) durch die Punkte F_1, F_2, F_3. Dann ist:

$$F_1 F_2 = 2\Phi_{12} = 2\Phi_{21} = 2\Phi_3. \quad \Delta_{12} = \Delta_{21} + \pi.$$

Die zu $\mathfrak{F}_{13}$ gehörige, entgegengesetzt polarisierte Schwingung sei mit $\mathfrak{F}_{23}$ bezeichnet. Dann werden das Amplitudenverhältnis und die Phasendifferenz von $\mathfrak{F}_{11}$, $\mathfrak{F}_{12}$ in bezug auf $\mathfrak{F}_{13}$, $\mathfrak{F}_{23}$ bestimmt sein durch Φ_{31}, Φ_{32}, Δ_{31}, Δ_{32} und es ist:

$$F_2 F_3 = 2\Phi_{23} = 2\Phi_{32} = 2\Phi_1, \quad \Delta_{23} = \Delta_{32} + \pi$$
$$F_3 F_1 = 2\Phi_{31} = 2\Phi_{13} = 2\Phi_2, \quad \Delta_{13} = \Delta_{31} + \pi.$$

Die Winkel des Dreiecks $F_1 F_2 F_3$ sind daher:

$$F_2 F_1 F_3 = \Delta_1 = \Delta_{31} - \Delta_{21} = \Delta_{13} - \Delta_{12}$$
$$F_3 F_2 F_1 = \Delta_2 = \Delta_{12} - \Delta_{32} = \Delta_{21} - \Delta_{23}$$
$$F_1 F_3 F_2 = \Delta_3 = \Delta_{23} - \Delta_{13} = \Delta_{32} - \Delta_{31}.$$

D. h. bezeichnet man bei drei Paaren entgegengesetzt polarierter elliptischer Schwingungen $\mathfrak{F}_{1h}$, $\mathfrak{F}_{2h}$ die Amplitudenverhältnisse von $\mathfrak{F}_{1i}$ und $\mathfrak{F}_{1k}$ und ihre Phasendifferenzen in bezug auf $\mathfrak{F}_{1h}$, $\mathfrak{F}_{2h}$ mit $\tan \Phi_k$, $\tan \Phi_i$ und Δ_h (h, i, k $= 1, 2, 3$; $h \gtrless i \gtrless k$), so erhält man die zwischen den Größen Δ und Φ bestehenden Beziehungen, indem man Δ_1, Δ_2, Δ_3 und $2\Phi_1$, $2\Phi_2$, $2\Phi_3$ als die Winkel und die gegenüberliegenden Seiten eines sphärischen Dreiecks auffaßt.

Spezielle Fälle. — Sind $\mathfrak{F}_{11}$, $\mathfrak{F}_{21}$ entgegengesetzt zirkulare Schwingungen, so wird F_1 zum Pol der Kugel und es gilt:

$$\Delta_1 = -2\Theta, \quad \Delta_2 = \pi - 2\pi \frac{\Gamma}{\lambda}$$

$$2\Phi_1 = 2\Phi, \quad 2\Phi_2 = \frac{\pi}{2} - 2J, \quad 2\Phi_3 = \frac{\pi}{2} - 2J_1,$$

worin $\tan J_1$ das Achsenverhältnis der elliptischen Komponenten $\mathfrak{E}_1 \mathfrak{E}_2 = \mathfrak{F}_{12}$, $\mathfrak{F}_{22}$ bedeutet, deren Hauptachsen parallel und senkrecht seien zu einer mit $\mathfrak{P}_1$ bezeichneten Richtung, während $\tan J$ und Θ das Achsenverhältnis und das Hauptachsenazimut gegen $\mathfrak{P}_1$ von einer elliptischen Schwingung $\mathfrak{E} = \mathfrak{F}_{13}$ darstellen, deren Amplitudenverhältnis und Gangunterschied in bezug auf $\mathfrak{E}_1$, $\mathfrak{E}_2$ durch $\tan \Phi$ und Γ gegeben sind. Dann gelten für J und Θ die Beziehungen:

48. $$\sin 2J = \cos 2\Phi \sin 2J_1 - \sin 2\Phi \cos 2J_1 \cos 2\pi \frac{\Gamma}{\lambda}$$

48a. $$\frac{\cos 2J}{\sin 2\Phi} = -\frac{\sin 2\pi \frac{\Gamma}{\lambda}}{\sin 2\Theta}$$

49. $$\tan 2\Theta = -\frac{\sin 2\pi \frac{\Gamma}{\lambda}}{\sin 2 J_1 \cos 2\pi \frac{\Gamma}{\lambda} + \cos 2 J_1 \operatorname{cotg} 2\Phi}.$$

Sind $\mathfrak{F}_{11}$, $\mathfrak{F}_{21}$ geradlinig polarisiert in demselben Azimut wie die elliptischen Komponenten $\mathfrak{E}_1$, $\mathfrak{E}_2 \equiv \mathfrak{F}_{12}$, $\mathfrak{F}_{22}$, so wird F_1 der Schnittpunkt des durch F_2 gehenden Meridiankreises mit dem Äquator. Hat eine beliebige elliptische Schwingung $\mathfrak{F}_{31}$ in bezug auf $\mathfrak{F}_{11}$, $\mathfrak{F}_{21}$ das Amplitudenverhältnis $\tan\varphi$ und die Phasendifferenz δ, so ist:

$$\Delta_1 = \delta - \frac{\pi}{2}, \quad \Delta_2 = -2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}$$
$$2\Phi_1 = 2\Phi, \quad 2\Phi_2 = 2\varphi, \quad 2\Phi_3 = 2 J_1,$$

so daß:

50. $$\cos 2\varphi = \cos 2\Phi \cos 2 J_1 + \sin 2\Phi \sin 2 J_1 \cos 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda},$$

51. $$\tan\delta = \frac{-\cos 2 J_1 \cos 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda} + \sin 2 J_1 \operatorname{cotg} 2\Phi}{\sin 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}}.$$

Stellen $\mathfrak{F}_{11}$, $\mathfrak{F}_{21}$ zirkulare und $\mathfrak{F}_{12}$, $\mathfrak{F}_{22}$ geradlinig polarisierte Schwingungen dar, so wird F_1 ein Pol der Kugel und F_2 ein Punkt des Äquators. Dann ist:

$$2\Phi_1 = 2\varphi, \quad 2\Phi_2 = \frac{\pi}{2} - 2J, \quad 2\Phi_3 = \frac{\pi}{2}$$
$$\Delta_1 = -2\Theta, \quad \Delta_2 = \frac{3\pi}{2} - \delta,$$

so daß:

52. $$\cos 2\varphi = \cos 2J \cos 2\Theta$$

53. $$\tan\delta = -\frac{\tan 2J}{\sin 2\Theta},$$

worin $\tan\varphi$ das Amplitudenverhältnis und δ die Phasendifferenz in bezug auf die beiden geradlinig polarisierten Komponenten $\mathfrak{P}_1 \mathfrak{P}_2 \equiv \mathfrak{F}_{12}\mathfrak{F}_{22}$ einer elliptischen Schwingung $\mathfrak{E} \equiv \mathfrak{F}_{13}$ bedeuten, deren Achsenverhältnis gleich $\tan J$ und deren Hauptachsenazimut gegen $\mathfrak{P}_1$ gleich Θ ist.

Aus dem Dreieck $F_1 F_2 F_3$ leitet man ferner die mit **4** und **6** auf p. 544 übereinstimmenden Beziehungen ab:

54. $$\sin 2J = -\sin 2\varphi \sin\delta$$

55. $$\operatorname{ctg} 2\Theta = \frac{\operatorname{ctg} 2\varphi}{\cos\delta},$$

oder:

54a. $$\cos 2\left(\frac{\pi}{4} - J\right) = \cos 2\left(\frac{\pi}{4} - \varphi\right)\cos\left(\frac{\pi}{2} + \delta\right)$$

55a. $$\tan 2\left(\frac{\pi}{4}+\Theta\right) = -\frac{\tan 2\left(\frac{\pi}{4}-\varphi\right)}{\sin\left(\frac{\pi}{2}+\delta\right)}.$$

Diese Gleichungen sind identisch mit **52** und **53**, wenn man darin ersetzt:

$$\frac{\pi}{4}-J,\quad \frac{\pi}{2}+2\Theta,\quad \frac{\pi}{4}-\varphi,\quad \frac{\pi}{2}+\delta$$

durch:

56. $$\varphi,\qquad \delta,\qquad J,\qquad 2\Theta.$$

Aus **52** und **53** werden φ und δ als Funktionen von J und 2Θ bestimmt; es ergeben sich also nach **54a** und **55a** $\frac{\pi}{4}-J$ und $\frac{\pi}{2}+2\Theta$ als dieselben Funktionen von $\frac{\pi}{4}-\varphi$ und $\frac{\pi}{2}+\delta$.

Hiernach lassen sich die Formeln für den Einfluß der Fehler in den mit Hilfe eines BABINET'schen Kompensators gemessenen Werten von φ und δ auf die Bestimmung von J und Θ direkt entnehmen aus den für den Glimmerkompensator bekannten Formeln über den Einfluß der Fehler in J und Θ auf die Bestimmung von φ und δ (p. 581), die von E. C. MÜLLER[1] durch Kurven veranschaulicht worden sind. Denn nach der Substitution **56** geben dieselben Kurven eine Übersicht über den Einfluß der Fehler in φ und δ auf die Bestimmung von J und Θ. Hieraus folgt:

Bei Benutzung eines Kompensators mit einer Kristallplatte von veränderlicher Dicke haben die Beobachtungsfehler auf die Bestimmung des Hauptachsenazimuts um so größeren Einfluß, je größer das Achsenverhältnis der einfallenden Schwingung ist.

3. Anwendungen auf spezielle Fälle.

A. Berechnung der Helligkeit der aus dem Analysator austretenden Welle.

Aus der allgemeinen Formel **47** kann eine Reihe schon bekannter Relationen entnommen werden.

[1] E. C. MÜLLER, Diss. Göttingen. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XVII. 208—211. Fig. 12—15. 1903.

Eine aktive Kristallplatte vom Gangunterschied Γ befinde sich zwischen einem zirkularen Polarisator und einem zirkularen Analysator. Um die Helligkeit H zu berechnen, führt man in **47** statt Amplitudenverhältnis und Phasenunterschied das Achsenverhältnis und das Hauptachsenazimut ein (vergl. die Tabelle p. 605). Es wird:

$$2\Phi = 0, \quad 2\Phi_0 = 0 \text{ oder } \pi,$$
$$2\mathrm{H} - 1 = \pm\left(1 - 2\sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \cos^2 2\mathrm{J}_1\right),$$

wenn $\tan \mathrm{J}_1$ das Achsenverhältnis für den Polarisationszustand $\mathfrak{E}_1$ der schnelleren Welle im Kristall bedeutet. Für die Helligkeit ergeben sich also die Werte[1]:

$$57. \quad \begin{aligned} \mathrm{H}_1 &= 1 - \sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \cos^2 2\mathrm{J}_1 \\ \mathrm{H}_2 &= \sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \cos^2 2\mathrm{J}_1, \end{aligned}$$

je nachdem die Polarisationszustände der in die Platte eintretenden und der durch den Analysator ausgelöschten Welle einander entgegengesetzt oder gleich sind. Die Helligkeit hängt also nur ab vom Gangunterschied Γ und vom Achsenverhältnis $\tan \mathrm{J}_1$ der beiden Wellen im Kristall.

Bei Anwendung eines elliptischen Polarisators und eines geradlinigen Analysators hat man zu setzen:

$$2\Phi = \frac{\pi}{2} - 2\mathrm{J}, \quad 2\Phi_1 = \frac{\pi}{2} - 2\mathrm{J}_1, \quad 2\Phi_0 = \frac{\pi}{2},$$
$$\Delta - \Delta_1 = -2(\Theta - \Theta_1) = 2\Psi_1, \quad \Delta_0 - \Delta_1 = -2(\Theta_0 - \Theta_1) = 2\Psi_2,$$

worin $\tan \mathrm{J}$ und $\tan \mathrm{J}_1$ die Achsenverhältnisse der Wellen $\mathfrak{E}$ und $\mathfrak{E}_1$, $\Theta - \Theta_1$ das Hauptachsenazimut von $\mathfrak{E}$ und $\Theta_0 - \Theta_1$ das Polarisationsazimut der aus dem Analysator austretenden Welle $\mathfrak{E}_0$ in bezug auf die Richtung $\mathfrak{P}_1$ der Kristallplatte bedeuten. Dann ergibt sich nach **47** die von J. Walker[2] aufgestellte Relation:

$$58. \quad \begin{aligned} \mathrm{H} = \sin^2 \mathrm{J} &+ \cos 2\mathrm{J}\left[\cos(\Psi_1 - \Psi_2)\cos \pi \frac{\Gamma}{\lambda} - \sin(\Psi_1 - \Psi_2)\sin \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \sin 2\mathrm{J}_1\right]^2 \\ &+ \cos 2\mathrm{J} \cos^2 2\mathrm{J}_1 \cos^2(\Psi_1 + \Psi_2) \sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \\ &+ \sin 2\mathrm{J} \cos 2\mathrm{J}_1 \sin \pi \frac{\Gamma}{\lambda}\left[\cos 2\Psi_2 \sin 2\mathrm{J}_1 \sin \pi \frac{\Gamma}{\lambda} - \sin 2\Psi_2 \cos \pi \frac{\Gamma}{\lambda}\right]. \end{aligned}$$

[1] E. Mascart, Traité d'optique. **2**. 302. 1891.

[2] J. Walker, Analytical theory of light. Cambridge 1904. p. 362. (31).

Insbesondere hat man für einen zirkularen Polarisator und einen geradlinigen Analysator zu setzen:

$$2\Phi = 0 \text{ oder } \pi, \quad 2\Phi_0 = \frac{\pi}{2}, \quad \Delta_0 - \Delta_1 = -2(\Theta_0 - \Theta_1).$$

In **47** fallen alle Summanden außer den mit $\cos 2\Phi \sin 2\Phi_0$ multiplizierten fort und es ergeben sich wieder je nach dem Sinn der aus dem Polarisator austretenden zirkularen Schwingung die Werte[1]:

59a.

$$H = \tfrac{1}{2}\left(1 \pm \left[\cos 2(\Theta_1 - \Theta_0) \sin 4J_1 \sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} - \sin 2(\Theta_1 - \Theta_0) \cos 2J_1 \sin 2\pi \frac{\Gamma}{\lambda}\right]\right).$$

In dem Falle, daß die aktive Kristallplatte zwischen einem geradlinigen Polarisator und einem geradlinigen Analysator sich befindet, wird:

$$2\Phi = 2\Phi_0 = \frac{\pi}{2}.$$

Es fallen demnach in **47** alle Glieder außer den mit $\sin 2\Phi \sin 2\Phi_0$ multiplizierten fort, und es ergibt sich, wenn man den Winkel zwischen Polarisator und Analysator $\Theta - \Theta_0 = \Psi$ setzt[2]:

59b.

$$H = \left[\cos \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \cos \Psi + \sin \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \sin \Psi \sin 2J_1\right]^2 + \cos^2 (2\Theta_0 + \Psi) \sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \cos^2 2J_1.$$

Schließlich kann auch der Ausdruck **47** angewendet werden auf zwei übereinander liegende enantiomorphe Kristallplatten zwischen beliebig gestellten Nicols. In diesem Falle haben die beiden Wellen im Kristall gleichen Gangunterschied Γ, gleiches Achsenverhältnis $\tan J_1$ und gleiche Hauptachsenrichtungen $\mathfrak{P}_1$, $\mathfrak{P}_2$. In der ersten Platte soll die linke Schwingungsellipse $\mathfrak{E}_1'$, in der zweiten die rechte $\mathfrak{E}_1$ der schnelleren Welle angehören. Es ist zweckmäßig, alle in Betracht kommenden Polarisationszustände auf

[1] G. B. Airy, Trans. Cambridge Phil. Soc. **4**. 110. 1833. — F. Neumann, Vorlesungen über theoretische Optik. 1885. p. 261. — E. Mascart, a. a. O. **2**. 301 (21). — J. Walker, a. a. O. p. 365 (37).

[2] G. B. Airy, a. a. O. p. 100. — F. Neumann, a. a. O. p. 257 (18). — E. Mascart, a. a. O. **2**. 300 (18). — J. Walker, a. a. O. p. 363 (32).

die entgegengesetzt elliptisch polarisierten Komponenten $\mathfrak{E}_1'$, $\mathfrak{E}_2'$ zu beziehen.

Die Polarisationsazimute der aus dem Polarisator austretenden Welle $\mathfrak{P}$ und der aus dem Analysator austretenden Welle $\mathfrak{G}$ seien in bezug auf $\mathfrak{P}_1$ gleich Θ und Θ_0. Dann werden auf der Kugel die Schwingungsellipsen $\mathfrak{E}_1'$ und $\mathfrak{E}_1$ repräsentiert (Fig. 27) durch die beiden zum Äquator spiegelbildlich gelegenen Punkte E_1' und E_1 von der Breite $\mp 2J_1$, während $\mathfrak{P}$ und $\mathfrak{G}$ dargestellt werden durch die Punkte P und G des Äquators, deren Längen in bezug auf den Meridian $E_1 P_1 E_1'$ gleich 2Θ und $2\Theta_0$ sind. Bezeichnet man in dem rechtwinkligen Dreieck PP_1E_1' den Winkel $P_1E_1'P$ mit Δ und die Seite $E_1'P_1$ mit 2Φ:

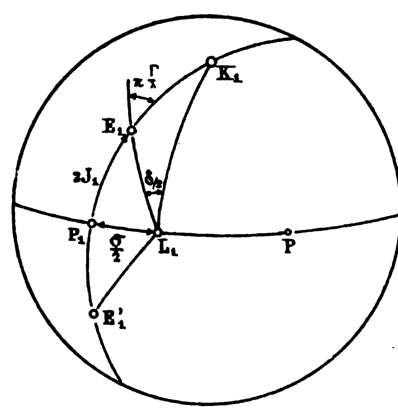


Fig. 27. Die Charakteristiken der Polarisationszustände bei der Doppelbrechung an zwei übereinanderliegenden enantiomorphen Kristallplatten.

$$\text{60.}\qquad \cos 2\Phi = \cos 2J_1 \cos 2\Theta,$$

$$\text{61.}\qquad \tan \Delta = \frac{\tan 2\Theta}{\sin 2J_1},$$

so hat man für die auf die zweite Platte einfallende Schwingung in bezug auf $\mathfrak{E}_1'$, $\mathfrak{E}_2'$ das Amplitudenverhältnis gleich $\tan\Phi$ und die Phasendifferenz gleich $\Delta + 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}$ zu setzen. Für $\mathfrak{E}_1$ sind die entsprechenden Größen: $\tan 2J_1$ und 0, für $\mathfrak{G}$: $\tan\Phi_0$ und Δ_0. Für Φ_0 und Δ_0 gelten die zu **60** und **61** analogen Relationen. Setzt man dies in **47** ein, so ergibt sich [1]:

$$\text{62.}\quad \begin{aligned} H = \cos^2(\Theta-\Theta_0) - 4\cos^2 2J_1 \sin^2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\Big(&\sin 2\Theta \sin 2\Theta_0 \cos^2\pi\frac{\Gamma}{\lambda} \\ &+ \sin 2(\Theta+\Theta_0)\sin\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\cos\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\sin 2J_1 + \cos 2\Theta\cos 2\Theta_0 \sin^2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\sin^2 2J_1\Big). \end{aligned}$$

Stehen Polarisator und Analysator gekreuzt, so wird [2]:

---

[1] J. Walker, a. a. O. p. 368 (38).

[2] G. B. Airy, a. a. O. p. 117. — F. Neumann, a. a. O. p. 265 (22). — E. Mascart, a. a. O. 2. 305. — J. Walker, a. a. O. 368 (39).

62a. $$H = 4\cos^2 2J_1 \sin^2 \pi\frac{\Gamma}{\lambda}\left[\cos\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\sin 2\Theta_1 + \sin\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\cos 2\Theta_1 \sin 2J_1\right]^2.$$

Eine weitere Spezialisierung kann man mit der Formel **47** in der Weise vornehmen, daß sie anwendbar wird auf die Interferenzerscheinungen an einer inaktiven Kristallplatte vom Gangunterschied Γ zwischen einem elliptischen Polarisator und einem elliptischen Analysator. Zu diesem Zweck sollen als Bestimmungsstücke elliptischer Schwingungen gemäß der Tabelle p. 605 das Achsenverhältnis und das Hauptachsenazimut gegen die Polarisationsrichtung $\mathfrak{P}_1$ der schnelleren Welle W_1 im Kristall eingeführt werden. Diese Größen seien für die aus dem Polarisator austretende Schwingung gleich $\tan J$ und Θ und für die aus dem Analysator austretende gleich $\tan J_0$ und Θ_0. Dann ergibt sich aus **47**, wenn man darin

$$2\Phi, \qquad 2\Phi_0, \qquad 2\Phi_1, \qquad \Delta - \Delta_1, \qquad \Delta_0 - \Delta_1$$

ersetzt durch:

$$\frac{\pi}{2} - 2J, \quad \frac{\pi}{2} - 2J_0, \quad \frac{\pi}{2}, \qquad -2\Theta, \qquad -2\Theta_0$$

die Relation [1]:

$$\begin{aligned} 2H &= 1 + \cos 2J \cos 2J_0 \cos 2\Theta \cos 2\Theta_0 \\ &+ (\sin 2J \sin 2J_0 + \cos 2J \cos 2J_0 \sin 2\Theta \sin 2\Theta_0)\cos 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda} \\ &+ (\sin 2J \cos 2J_0 \sin 2\Theta_0 - \cos 2J \sin 2J_0 \sin 2\Theta)\sin 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda} \end{aligned}$$

63. oder [2]:

$$\begin{aligned} H &= \cos^2(J - J_0)\cos^2(\Theta - \Theta_0) + \sin^2(J + J_0)\sin^2(\Theta - \Theta_0) \\ &+ (\sin 2J \sin 2J_0 + \cos 2J \cos 2J_0 \sin 2\Theta \sin 2\Theta_0)\sin^2\pi\frac{\Gamma}{\lambda} \\ &+ (\sin 2J \cos 2J_0 \sin 2\Theta_0 - \cos 2J \sin 2J_0 \sin 2\Theta)\sin\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\cos\pi\frac{\Gamma}{\lambda}. \end{aligned}$$

Da jede elliptische Schwingung erzeugt werden kann durch die Kombination einer Viertelundulationsglimmerplatte mit einem NICOL'schen Prisma, so stellt die Formel **63** auch den allgemeinen Ausdruck dar für die Helligkeit beim Durchgang des parallel $\mathfrak{P}$ polarisierten Lichtes durch eine $\frac{\lambda}{4}$ Glimmerplatte, eine inaktive Kristallplatte vom Gangunterschied Γ,

[1] A. BERTIN, Ann. chim. phys. (5.) **18**. 1879; Zeitschr. f. Krist. **5**. 44. 1881. — E. MASCART, a. a. O. **2**. 46 (16).

[2] J. WALKER, a. a. O. p. 289 (17).

eine zweite $\frac{\lambda}{4}$ Glimmerplatte und einen analysierenden Nicol. Bezeichnet man mit $\mathfrak{H}_1$, $\mathfrak{P}_1$, $\mathfrak{H}_1{}^0$ die Polarisationsebenen der schnelleren Wellen in dem ersten Glimmer, in der Kristallplatte und im zweiten Glimmer, ferner mit $\mathfrak{G}$ die Polarisationsrichtung der aus dem Analysator austretenden Welle, so werden die in **63** auftretenden Winkel durch Fig. 28 veranschaulicht[1].

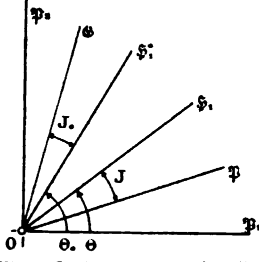


Fig. 28. Inaktive Kristallplatte zwischen elliptischem Polarisator und elliptischem Analysator.

Aus der Zusammenstellung auf p. 605 ergibt sich, wie man zu verfahren hat, wenn die Polarisationszustände durch das Amplitudenverhältnis $\tan \varphi$ und die Phasendifferenz δ gegeben sind.

B. Bestimmung der Polarisationszustände an der Austrittsfläche einer aktiven Kristallplatte.

In ähnlicher Weise lassen sich die Beziehungen **45** und **46** für den Schwingungszustand $\mathfrak{E}'$ an der Austrittsfläche einer aktiven Kristallplatte spezialisieren. Dabei sollen aber an Stelle von Φ und Δ die Bestimmungsstücke J und Θ eingeführt werden, weil die Veränderung eines Schwingungszustandes sich am einfachsten an der Änderung von Achsenverhältnis und Hauptachsenazimut verfolgen läßt. Demgemäß sind folgende Beziehungen zu benutzen:

$$\begin{aligned} \sin 2J' &= \sin 2J\left(1 - 2\sin^2 \pi\frac{\Gamma}{\lambda}\cos^2 2J_1\right) \\ &\quad + \cos 2J\left[\cos 2(\Theta - \Theta_1)\sin 4J_1 \sin^2 \pi\frac{\Gamma}{\lambda}\right. \\ &\quad \left. - \sin 2(\Theta - \Theta_1)\cos 2J_1 \sin 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\right] \end{aligned} \tag{45b}$$

$$\tan 2(\Theta' - \Theta_1) = \frac{Z}{N} \tag{46b}$$

$$\begin{aligned} Z = &- \cos 2J\left(\cos 2(\Theta - \Theta_1)\sin 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\sin 2J_1 - \sin 2(\Theta - \Theta_1)\cos 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\right) \\ &+ \sin 2J\cos 2J_1 \sin 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda} \end{aligned}$$

[1] Zahlreiche besondere Fälle von **63** hat A. Bertin a. a. O. behandelt.

$$X = \cos 2J\left[\cos 2(\Theta - \Theta_1)\left(1 - 2\sin^2 \pi\frac{\Gamma}{\lambda}\sin^2 2J_1\right) + \sin 2(\Theta - \Theta_1)\sin 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\sin 2J_1\right] + \sin 2J \sin 4J_1 \sin^2 \pi\frac{\Gamma}{\lambda}.$$

Am übersichtlichsten wird die Diskussion, wenn man die Abhängigkeit der Bestimmungsstücke J' und Θ' der austretenden Welle $\mathfrak{E}'$ von jeder einzelnen rechts auftretenden Größe verfolgt. Es sollen dabei die Hauptachsenazimute Θ und Θ' bezogen werden auf die Hauptachsenrichtungen $\mathfrak{P}_1$, $\mathfrak{P}_2$ der Wellen $\mathfrak{E}_1$, $\mathfrak{E}_2$ im Kristall, so daß $\Theta_1 = 0$. Nimmt man ferner an, daß die einfallende Welle $\mathfrak{E}$ von einem elliptischen Polarisator erzeugt sei, der aus einer $\frac{\lambda}{4}$ Glimmerplatte und einem Nicol'schen Prisma besteht, so lassen sich vier Fälle unterscheiden:

a) J, Θ, J_1 konstant; Γ veränderlich. Es handelt sich um die Bestimmung des Polarisationszustandes an der Austrittsfläche einer über einem feststehenden elliptischen Polarisator befindlichen Kristallplatte von wachsender Dicke.

b) J, J_1, Γ konstant; Θ veränderlich. Der elliptische Polarisator wird gegen die Kristallplatte von konstanter Dicke gedreht.

c) J_1, Γ, Θ konstant; J veränderlich. Nur das Nicol'sche Prisma wird gedreht.

d) Γ, Θ, J konstant; J_1 veränderlich. Das Achsenverhältnis der beiden Wellen in der Kristallplatte ändert sich stetig. Dieser Fall kommt für die Anwendungen nicht in Betracht. —

Als Hilfsmittel bei der Behandlung des zweiten und dritten Falles dient ein von H. Chipart aufgestellter Satz[1] über die Äquivalenz einer doppeltbrechenden Kristallplatte $\mathfrak{A}$ mit elliptischer Polarisation und der Kombination zweier doppeltbrechender Platten $\mathfrak{B}$ und $\mathfrak{C}$ mit geradliniger, bezw. zirkularer Polarisation. Wenn in $\mathfrak{A}$ der Gangunterschied $= \Gamma_1$ und das Achsenverhältnis der elliptischen Komponenten $= \tan J_1$ ist, so wird auf der Konstruktionskugel der Übergang von einer einfallenden Schwingung zur austretenden dargestellt

[1] H. Chipart, a. a. O. p. 67.

durch eine Drehung durch den Winkel $\Delta_1 = 2\pi \frac{\Gamma_1}{\lambda}$ um einen mit dem Äquator den Winkel $2\,J_1$ einschließenden Durchmesser $E_1\,E_2$ (Fig. 27). Diese Drehung kann man nach p. 596 ersetzen durch zwei nacheinander auszuführende Drehungen um die Polachse $K_1\,K_2$ mit dem Drehungswinkel σ und um eine Äquatorachse $L_1\,L_2$ mit dem Winkel δ, wobei L_1 die Länge $-\frac{\sigma}{2}$ hat. Die Werte von δ und σ (p. 596) ergeben sich aus:

64. $$\sin\frac{\delta}{2} = \sin\pi\frac{\Gamma_1}{\lambda}\cos 2\,J_1$$

65. $$\tan\frac{\sigma}{2} = \tan\pi\frac{\Gamma_1}{\lambda}\sin 2\,J_1 .$$

Hierin bedeuten $\frac{\lambda}{2\pi}\delta$ und $\frac{\lambda}{2\pi}\sigma$ die Gangunterschiede in 𝔅 und ℭ; $\mp\frac{\sigma}{4}$ gibt den Winkel, den die Polarisationsrichtung der schnelleren Welle in 𝔅 mit der Richtung $\mathfrak{P}_1$ in 𝔄 einschließt. Je nachdem die Platte ℭ zuerst oder zuletzt durchlaufen wird, gilt das obere oder das untere Vorzeichen. —

a) Veränderlicher Gangunterschied Γ.

Die einfallende Welle sei zirkular polarisiert, $J = \frac{\pi}{4}$.

66. $$\sin 2\,J' = 1 - 2\sin^2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\cos^2 2\,J_1$$

67. $$\tan 2\,\Theta' = \frac{\operatorname{cotg}\pi\frac{\Gamma}{\lambda}}{\sin 2\,J_1} .$$

Für wachsende Gangunterschiede Γ entsprechen die Schwingungszustände an der Austrittsfläche den Punkten eines durch den Pol K_1 der Kugel gehenden Kreises Σ' (Fig. 29) um den Punkt E_1 mit der Breite $2\,J_1$. Auf solche Weise erhält man z. B. die in Fig. 30 dargestellten Schwingungsformen. Dabei ist zu unterscheiden zwischen $J_1 \gtrless \frac{\pi}{8}$. In dem ersten Falle verläuft Σ' ganz auf der den Pol K_1 umschließenden Kugelhälfte; die austretende Schwingung $\mathfrak{E}'$ hat also mit der einfallenden zirkularen Schwingung gleichen Um-

laufssinn. In dem zweiten Falle (Fig. 30) schneidet Σ' den Äquator in den Punkten A und A', für die sich nach **66** und **67** oder aus dem rechtwinkligen Dreieck $A_1 P_1 E_1$ ergibt:

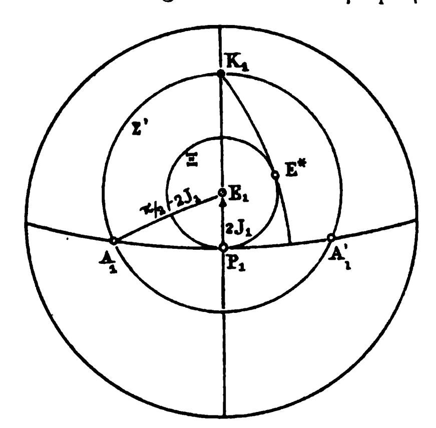


Fig. 29. Die Charakteristiken der austretenden Wellen bei Kristallplatten von veränderlichem Gangunterschied.

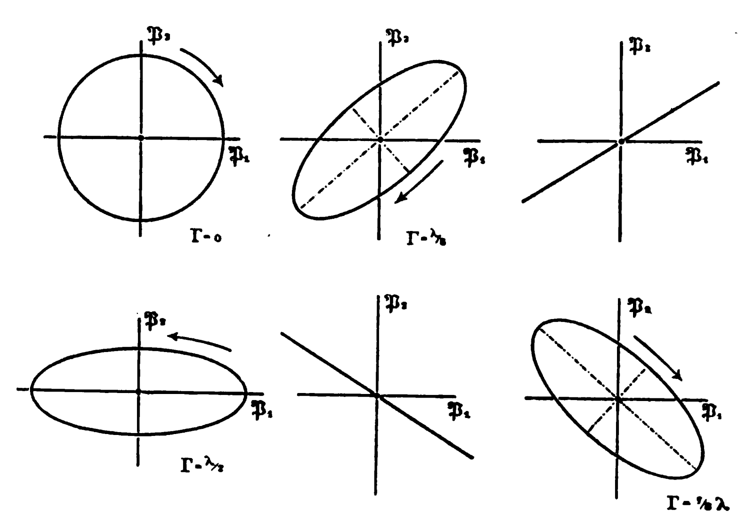


Fig. 30. Die Polarisationszustände an der Austrittsfläche einer aktiven Kristallplatte von wachsendem Gangunterschied.

68. $$\cos 2\Theta' = \pm \tan 2J_1$$

69. $$\cos 2\pi \frac{\Gamma}{\lambda} = -\tan^2 2J_1.$$

Es gibt also unter der Schar der austretenden Schwingungen zwei geradlinige $\mathfrak{A}_1$ und $\mathfrak{A}_1'$, deren Azimute Θ ent-

gegengesetzt gleich und aus **68** zu bestimmen sind. Dazwischen treten elliptische Schwingungen auf, deren Rotationssinn entgegengesetzt dem der einfallenden Schwingung ist. Für $2\pi\frac{\Gamma}{\lambda} = \pi$ befindet sich $\mathfrak{E}'$ in der Hauptlage in bezug auf die Richtungen $\mathfrak{P}_1\,\mathfrak{P}_2$ der Kristallplatte und hat das Achsenverhältnis $\tan\left(\frac{\pi}{4} - 2J_1\right)$. In dem Grenzfalle, $J_1 = \frac{\pi}{8}$, ist $\mathfrak{E}'$ für $2\pi\frac{\Gamma}{\lambda} = \pi$ geradlinig parallel $\mathfrak{P}_1$ polarisiert. Schließlich ergibt sich noch, daß für alle austretenden Schwingungsellipsen $\mathfrak{E}'$ das Hauptachsenazimut Θ' abnimmt und zwischen den Grenzen $+\frac{\pi}{4}$ und $-\frac{\pi}{4}$ liegt.

Die einfallende Welle sei geradlinig parallel $\mathfrak{P}_1$ polarisiert, $J = 0$, $\Theta = 0$.

70. $$\sin 2J' = \sin^2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\sin 4J_1$$

71. $$\tan 2\Theta' = \frac{-\sin 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\sin 2J_1}{1 - 2\sin^2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\sin^2 2J_1}.$$

Die austretenden Schwingungszustände werden repräsentiert durch die Punkte des um E_1 (Fig. 29) beschriebenen, durch P_1 gehenden Kreises Ξ. Solange $J_1 < \frac{\pi}{8}$ ist, liegt der Pol K_1 der Kugel außerhalb jenes Kreises, und das Achsenverhältnis von $\mathfrak{E}'$ erreicht seinen größten Wert $\tan 2J_1$ für $2\pi\frac{\Gamma}{\lambda} = \pi$; dabei ist $\Theta' = 0$, also die Schwingungsellipse $\mathfrak{E}'$ in der Hauptlage. Mit wachsendem Γ nimmt das Hauptachsenazimut Θ' ab und erreicht einen Minimalwert, wenn E' nach E_* gelangt, so daß $K_1E_*E_1 = \frac{\pi}{2}$ wird. Dann ergibt sich aus dem Dreieck $K_1E_*E_1$ oder aus **70** und **71**:

72. $$\cos 2\pi\frac{\Gamma_m}{\lambda} = -\tan^2 2J_1$$

73. $$\sin 2\Theta'_m = \pm\tan 2J_1.$$

Wächst Γ weiter, so nehmen Θ' und J' gleichzeitig zu; für $2\pi\frac{\Gamma}{\lambda} = \pi$ erreicht J' ein Maximum $2J_1$. Für noch größere Werte von Γ nimmt J' wieder ab, während Θ' bis

zu seinem durch **73** bestimmten Maximalwert Θ'_m wächst, um für $\Gamma > \Gamma_m$ gleichzeitig mit J' bis auf null abzunehmen[1].

Bei wachsendem Achsenverhältnis $\tan J_1$ der Komponenten $\mathfrak{E}_1$, $\mathfrak{E}_2$ erweitern sich die Grenzen des Azimuts Θ'. Für $J_1 = \frac{\pi}{8}$ und $2\pi\frac{\Gamma}{\lambda} = \pi$ wird $\Theta'_m = \pm\frac{\pi}{4}$ und die austretende Schwingung zirkular.

Ist $J_1 > \frac{\pi}{8}$, so wird Γ_m imaginär; das Hauptachsenazimut der austretenden Schwingung nimmt mit wachsendem Gangunterschiede beständig ab. Für $2\pi\frac{\Gamma}{\lambda} = \pi$ wird $\Theta' = \frac{\pi}{2}$ und das Achsenverhältnis von $\mathfrak{E}'$ erreicht den Maximalwert $\tan\left(\frac{\pi}{2} - 2J_1\right)$.

Bei beliebigem Polarisationsazimut Θ der einfallenden Welle gelten **75** und **76**. Bemerkenswert ist in diesem Falle, daß für ein Azimut $|\Theta| > \Theta_m$, wo:

$$\textbf{68.} \qquad \cos 2\Theta_m = \tan 2J_1,$$

der Pol K_1 der Kugel innerhalb des um E_1 beschriebenen Kreises liegt, so daß mit wachsendem Γ das Azimut Θ' von $\mathfrak{E}'$ beständig abnimmt. Ferner ergibt sich, daß für:

$$\textbf{74.} \qquad \tan\pi\frac{\Gamma}{\lambda} = \frac{\tan 2\Theta}{\sin 2J_1}$$

eine im Azimut $-\Theta$ geradlinig polarisierte Schwingung austritt.

Wenn das einfallende Licht elliptisch polarisiert ist, gelten ähnliche Beziehungen, die sich auf der Kugel leicht übersehen lassen.

b) Veränderliches Azimut Θ.

Das einfallende Licht sei geradlinig polarisiert, $J = 0$:

$$\textbf{75.} \qquad \sin 2J' = \cos 2\Theta \sin 4J_1 \sin^2\pi\frac{\Gamma}{\lambda} - \sin 2\Theta \cos 2J_1 \sin 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda},$$

$$\textbf{76.} \qquad \tan 2\Theta' = \frac{\sin 2\Theta \cos 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda} - \cos 2\Theta \sin 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\sin 2J_1}{\cos 2\Theta\left(1 - 2\sin^2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\sin^2 2J_1\right) + \sin 2\Theta \sin 2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}\sin 2J_1}$$

[1] Vergl. M. Croullebois, Ann. chim. phys. (4.) **28**. 391. Fig. 4. 1873.

Bei der Drehung des Polarisators entsprechen den einfallenden Schwingungszuständen auf der Kugel die Punkte des Äquators. Durch die Drehung um $E_1 E_2$ mit dem Winkel $2\pi \frac{\Gamma}{\lambda}$ gehen sämtliche Punkte dieses Kreises über in die entsprechenden Punkte eines zweiten größten Kugelkreises, der den Äquator in zwei diametral gegenüberliegenden Punkten schneidet. Die Schar der austretenden Schwingungsellipsen ist demnach identisch mit der, die man erhält beim Drehen einer geradlinig polarisierenden Vorrichtung vor einer inaktiven doppeltbrechenden Kristallplatte von bestimmtem Gangunterschied und bestimmter Orientierung (vergl. Fig. 16). Diese Tatsache folgt auch aus dem CHIPART'schen Satze (p. 615). Hiernach wird die Schar der aus der aktiven Platte 𝔄 austretenden Schwingungszustände aus geradlinig polarisierten erhalten durch Doppelbrechung an einer inaktiven Platte 𝔅 vom Gangunterschied Γ, deren schnellere Welle in bezug auf die Richtung $\mathfrak{P}_1$ in 𝔄 das Polarisationsazimut $-\frac{\sigma}{4}$ hat; Γ und σ sind aus **64** und **65** zu berechnen.

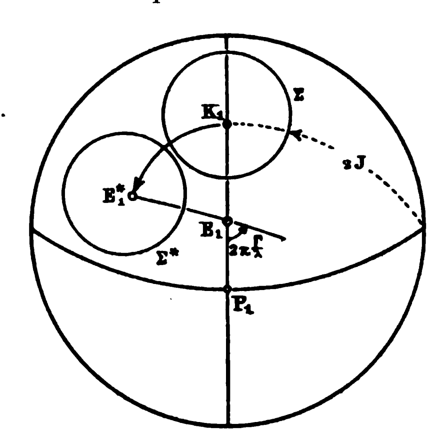


Fig. 31. Die Charakteristiken der Polarisationszustände an der Austrittsfläche bei einer Drehung des elliptischen Polarisators.

Indem man auf der Kugel die Veränderung der Lage des durch Drehung um $E_1 E_2$ aus dem Äquator hervorgegangenen Kugelkreises bei Veränderung der Größen J_1 und Γ verfolgt, läßt sich die entsprechende Veränderung der Schar der austretenden Polarisationszustände übersehen. Bemerkenswert ist noch, daß die im Azimut $\frac{\sigma}{4}$ einfallende geradlinig polarisierte Welle, ebenso wie die senkrecht dagegen polarisierte in geradlinige Schwingungen übergehen, deren Polarisationsazimute in bezug auf $\mathfrak{P}_1$ symmetrisch liegen zu denen der einfallenden Schwingungen.

In dem allgemeinen Falle der Drehung eines elliptischen Polarisators vor einer aktiven Kristallplatte wird die Schar der einfallenden Schwingungsellipsen von konstantem Achsenverhältnis $\tan J$ und veränderlichem Hauptachsenazimut Θ dargestellt auf der Kugel (Fig. 31) durch die Punkte eines Breitenkreises Σ, dessen sphärischer Radius gleich $\frac{\pi}{2} - 2J$ ist. Die Platte bewirkt, daß diese Schar übergeht in die Schar aller den Punkten eines zweiten Kreises Σ^* entsprechenden Polarisationszustände; Σ^* geht aus Σ hervor durch Drehung um $E_1 E_2$ mit dem Winkel $2\pi \frac{\Gamma}{\lambda}$. Dabei wird der Pol K_1 der Kugel übergeführt in den Mittelpunkt E_1^* von Σ^*. Bezeichnet man die Länge und Breite von E_1^* mit $2\Theta_1^*$ und $2J_1^*$, so kann man diese Größen nach **66** und **67** berechnen:

$$\text{77.} \qquad \sin 2J_1^* = 1 - 2\sin^2 \pi \frac{\Gamma}{\lambda} \cos^2 2J_1$$

$$\text{78.} \qquad \tan 2\Theta_1^* = \frac{\operatorname{cotg} \pi \frac{\Gamma}{\lambda}}{\sin 2J_1}.$$

Nun stellen die Punkte von Σ^* zugleich alle Schwingungsellipsen dar, die aus einer elliptischen Schwingung $\mathfrak{E}^*$ hervorgehen bei wachsendem Gangunterschied einer aktiven Kristallplatte, deren schnellere elliptisch polarisierte Welle $\mathfrak{E}_1^*$ dem Punkte E_1^* der Kugel entspricht. Das Achsenverhältnis $\tan J^*$ und das Hauptachsenazimut Θ^* von $\mathfrak{E}_1^*$ lassen sich nach **77** und **78** bestimmen. Die elliptische Schwingung $\mathfrak{E}^*$ hat in bezug auf die Komponenten $\mathfrak{E}_1^* \mathfrak{E}_2^*$ das Amplitudenverhältnis $\tan \Phi^*$, wo $2\Phi^*$ gleich dem sphärischen Radius des Kreises Σ^*, d. h. gleich $\frac{\pi}{2} - 2J$ ist. Da der Übergang von Σ zu Σ^* auch erfolgen kann mit Hilfe einer Drehung der Kugel um einen äquatorialen Durchmesser, so folgt:

Die Schar von Schwingungszuständen, die eine aktive Kristallplatte von veränderlicher Dicke liefert, kann man auch erhalten durch Drehung eines elliptischen Polarisators vor einer aktiven oder inaktiven Kristallplatte von konstanter Dicke.

c) Veränderliches Achsenverhältnis tan J.

Beim Drehen des Nicol'schen Prismas erhält man alle Schwingungszustände von veränderlichem

Achsenverhältnis tan J und konstantem Hauptachsenazimut Θ, die auf der Kugel repräsentiert werden durch die Punkte eines Meridiankreises. Fallen solche Schwingungsellipsen auf eine aktive Kristallplatte, so werden die austretenden Polarisationszustände dargestellt durch die Punkte eines zweiten größten Kugelkreises, der durch Drehung um $E_1 E_2$ mit dem Winkel $2\pi\frac{\Gamma}{\lambda}$ aus jenem Meridiankreise hervorgeht. Diese Polarisationszustände stimmen also überein mit denen, die durch Doppelbrechung an einer inaktiven Platte aus geradlinigen Schwingungszuständen von veränderlichem Polarisationsazimut erhalten werden. Dicke und Orientierung dieser Platte sind aus **64** und **65** zu berechnen.

Zusammenfassend können wir sagen: Dieselben Scharen von Schwingungszuständen, die man mit einer aktiven Kristallplatte erzeugt durch Veränderung des Achsenverhältnisses oder des Hauptachsenazimuts der einfallenden Schwingungsellipse oder durch Veränderung des Gangunterschiedes der Platte, lassen sich auch herstellen mit einem drehbaren elliptischen Polarisator und einer inaktiven Kristallplatte.

III. Das Gesetz der Fortpflanzung und Polarisation des Lichtes in aktiven durchsichtigen Kristallen.

1. Superposition einer Doppelbrechung mit zirkularer Polarisation und einer Doppelbrechung mit geradliniger Polarisation in der Richtung einer Plattennormale.

In der Richtung der Normale einer planparallelen Platte von der Dicke l sollen zusammenwirken die gewöhnliche Doppelbrechung $\mathfrak{B}$ der geradlinig und senkrecht zueinander nach $\mathfrak{P}_1$ und $\mathfrak{P}_2$ polarisierten Wellen mit dem Gangunterschied γ und die Doppelbrechung $\mathfrak{C}$ mit zirkularer Polarisation und dem Gangunterschied ω der beiden entgegengesetzt zirkular polarisierten Komponenten, von denen die rechts zirkular polarisierte die schnellere sei. Auf diese Platte falle eine

elliptisch polarisierte ebene Welle $\mathfrak{E}$ senkrecht ein; ihre Charakteristik mit Bezug auf die Richtungen $\mathfrak{P}_1$, $\mathfrak{P}_2$ (p. 585) sei:

$$\mathfrak{E}(\varphi, \delta) = \tan\varphi \, . \, e^{-i\delta}. \tag{1}$$

Denkt man sich die Platte aus unendlich vielen und unendlich dünnen Lamellen von der Dicke dl zusammengesetzt, so wird sich infolge der Wirkungen von $\mathfrak{B}$ und $\mathfrak{C}$ der Schwingungszustand an den Austrittsflächen mit wachsender Dicke l stetig ändern von $\mathfrak{E}$ bis $\mathfrak{E}'$.

Es soll die Änderung d$\mathfrak{E}$ der Charakteristik $\mathfrak{E}(\varphi, \delta)$ berechnet werden, welche eintritt, wenn die Welle das Längenelement dl der Platte durchlaufen hat. Die Charakteristik $\mathfrak{E}(\varphi, \delta)$ werde geändert infolge der Doppelbrechung $\mathfrak{B}$ um $d_1\mathfrak{E}$ und infolge der Doppelbrechung $\mathfrak{C}$ um $d_2\mathfrak{E}$, so ist die Gesamtänderung von $\mathfrak{E}$:

$$d\mathfrak{E} = d_1\mathfrak{E} + d_2\mathfrak{E}.$$

Für die Schwingungszustände, die ungeändert bleiben, muß die Charakteristik konstant sein, also die Bedingungsgleichung gelten:

$$d_1\mathfrak{E} + d_2\mathfrak{E} = 0. \tag{2}$$

Bei der Doppelbrechung $\mathfrak{B}$ ändert sich $\mathfrak{E}(\varphi, \delta)$ in der Weise, daß das Amplitudenverhältnis $\tan\varphi$ konstant bleibt, also $d\varphi = 0$ ist, während die Phasendifferenz δ den Zuwachs:

$$d\delta = \gamma\, dl \, . \, \frac{2\pi}{\lambda} \tag{3}$$

erfährt. Nun ist:

$$d_1\mathfrak{E} = \left[\frac{\partial\mathfrak{E}}{\partial\varphi}\right]_\delta d\varphi + \left[\frac{\partial\mathfrak{E}}{\partial\delta}\right]_\varphi d\delta,$$

wenn man mit den unteren Indizes die bei der partiellen Differentiation konstant zu haltenden Veränderlichen bezeichnet; also wird:

$$d_1\mathfrak{E} = \left[\frac{\partial\mathfrak{E}}{\partial\delta}\right]_\varphi d\delta. \tag{4}$$

Infolge der Doppelbrechung $\mathfrak{C}$, welche eine Drehung der Schwingungsellipse bewirkt, ändert sich das Azimut Θ der großen Ellipsenachse gegen $\mathfrak{P}_1$ um:

$$d\Theta = -\frac{\omega}{2}\, dl \, . \, \frac{2\pi}{\lambda}, \tag{5}$$

während das Achsenverhältnis $\tan J$ ungeändert bleibt, also $dJ = 0$ ist. Nun ist:

$$d_2 \mathfrak{E} = \left[\frac{\partial \mathfrak{E}}{\partial J}\right]_\Theta dJ + \left[\frac{\partial \mathfrak{E}}{\partial \Theta}\right]_J d\Theta,$$

also:

$$6. \qquad d_2 \mathfrak{E} = \left[\frac{\partial \mathfrak{E}}{\partial \Theta}\right]_J d\Theta,$$

dabei ist:

$$7. \qquad \left[\frac{\partial \mathfrak{E}}{\partial \Theta}\right]_J = \left[\frac{\partial \mathfrak{E}}{\partial \varphi}\right]_\delta \cdot \left[\frac{\partial \varphi}{\partial \Theta}\right]_J + \left[\frac{\partial \mathfrak{E}}{\partial \delta}\right]_\varphi \cdot \left[\frac{\partial \delta}{\partial \Theta}\right]_J.$$

Setzt man nun **4** und **6** in **2** ein, so folgt mit Benutzung von **7**:

$$8. \quad \left[\frac{\partial \mathfrak{E}}{\partial \delta}\right]_\varphi d\delta + \left[\frac{\partial \mathfrak{E}}{\partial \varphi}\right]_\delta \cdot \left[\frac{\partial \varphi}{\partial \Theta}\right]_J d\Theta + \left[\frac{\partial \mathfrak{E}}{\partial \delta}\right]_\varphi \cdot \left[\frac{\partial \delta}{\partial \Theta}\right]_J d\Theta = 0.$$

Für die hierin auftretenden Differentialquotienten ergibt sich zunächst nach **1**:

$$9. \qquad \left[\frac{\partial \mathfrak{E}}{\partial \delta}\right]_\varphi = -i \tan\varphi \, e^{-i\delta}$$

$$10. \qquad \left[\frac{\partial \mathfrak{E}}{\partial \varphi}\right]_\delta = \frac{e^{-i\delta}}{\cos^2\varphi},$$

ferner aus den Beziehungen **52** und **53** (p. 608) zwischen den Größen J, Θ einerseits und φ, δ anderseits:

$$11. \qquad \left[\frac{\partial \varphi}{\partial \Theta}\right]_J = \frac{\cos 2J}{\sin 2\varphi} \sin 2\Theta$$

$$12. \qquad \left[\frac{\partial \delta}{\partial \Theta}\right]_J = \frac{2\sin^2\delta \cos 2\Theta}{\tan 2J}.$$

Trägt man die Werte **9**—**12** in **8** ein, so ergibt sich für $d\mathfrak{E} e^{i\delta}$:

$$13. \quad -i\tan\varphi \, d\delta + \frac{\cos 2J \sin 2\Theta}{\cos^2\varphi \sin 2\varphi} d\Theta - 2i\tan\varphi \frac{\sin^2\delta \cos 2\Theta}{\tan 2J} d\Theta = 0.$$

Durch die Zerlegung in den reellen und imaginären Bestandteil folgt, daß der zweite Summand in **13** für sich verschwinden muß, d. h. es muß sein:

$$14. \qquad \Theta = 0,$$

da für die gesuchte Schwingung $2J \gtrless \frac{\pi}{2}$ ist.

Aus **14** folgt dann nach **52** und **53**:

$$15. \qquad -\delta = \frac{\pi}{2}, \quad J = \varphi.$$

Setzt man dies in **13** ein, so erhält man zur Bestimmung von J die Gleichung:

16. $$\tan 2J = -2\frac{d\Theta}{d\delta},$$

oder nach **3** und **5**:

17. $$\tan 2J = \frac{\omega}{\gamma},$$

d. h.:

18. $$\tan J = -\frac{\gamma}{\omega} \pm \sqrt{1 + \left(\frac{\gamma}{\omega}\right)^2}.$$

Daraus ergeben sich für J zwei Werte J_1 und J_2, und zwar ist:

$$\tan J_1 \,.\, \tan J_2 = -1,$$

so daß der Satz von Gouy gilt[1]:

Es gibt zwei entgegengesetzt elliptisch polarisierte Schwingungen $\mathfrak{E}_1$ und $\mathfrak{E}_2$, welche sich ungeändert fortpflanzen bei senkrechtem Durchgang ebener Wellen durch eine planparallele Platte, in der die Doppelbrechung $\mathfrak{B}$ mit dem Gangunterschied γ der geradlinig polarisierten Wellen und die Doppelbrechung $\mathfrak{C}$ mit dem Gangunterschied ω der zirkular polarisierten Wellen gleichzeitig wirken. Die Schwingungsellipsen $\mathfrak{E}_1$ und $\mathfrak{E}_2$ haben das Achsenverhältnis:

18. $$\tan J_1 = -\frac{\gamma}{\omega} + \sqrt{1 + \left(\frac{\gamma}{\omega}\right)^2} = -\frac{1}{\tan J_2}$$

und ihre Hauptachsen fallen zusammen mit den Polarisationsrichtungen $\mathfrak{P}_1$, $\mathfrak{P}_2$ der geradlinig polarisierten Wellen.

Zur Berechnung des Gangunterschiedes Γ von $\mathfrak{E}_1$ und $\mathfrak{E}_2$ aus γ und ω führen wir in die Charakteristik $\mathfrak{E}(\varphi, \delta)$ mit Hilfe der Transformationsformeln **48** und **49** (p. 607) an Stelle von J und Θ das Amplitudenverhältnis $\tan \Phi$ und die Phasendifferenz Δ ein, wobei J_1 nach **18** zu berechnen und $\Theta_1 = 0$ zu setzen ist. Wir bilden:

[1] G. Gouy, Journ. de Phys. (2.) **4**. 149. 1885. — O. Wiener, Ann. d. Phys. **35**. 1. 1888. — Monnory, Journ. de Phys. (2.) **9**. 277. 1890. — P. Lefebure, Journ. de Phys. (3.) **1**. 121. 1892. — F. Beaulard, Sur la coexistence du pouvoir rotatoire et de la double réfraction dans le quartz. Marseille 1893.

19. $$d\mathfrak{C} = \left[\frac{\partial \mathfrak{C}}{\partial \Phi}\right]_{\Delta} d\Phi + \left[\frac{\partial \mathfrak{C}}{\partial \Delta}\right]_{\Phi} d\Delta.$$

Da das Amplitudenverhältnis beim Durchgang des Lichtes durch die Platte ungeändert bleibt, so ist $d\Phi = 0$, also:

20. $$d\mathfrak{C} = \left[\frac{\partial \mathfrak{C}}{\partial \Delta}\right]_{\Phi} d\Delta.$$

Nun ist:

21. $$\left[\frac{\partial \mathfrak{C}}{\partial \Delta}\right]_{\Phi} d\Delta = \left\{\left[\frac{\partial \mathfrak{C}}{\partial \varphi}\right]_{\delta} \cdot \left[\frac{\partial \varphi}{\partial \Delta}\right]_{\Phi} + \left[\frac{\partial \mathfrak{C}}{\partial \delta}\right]_{\varphi} \cdot \left[\frac{\partial \delta}{\partial \Delta}\right]_{\Phi}\right\} d\Delta.$$

Hierin wird nach **50** (p. 608):

$$\left[\frac{\partial \varphi}{\partial \Delta}\right]_{\Phi} = \frac{\sin \Delta \sin 2 J_1 \sin 2\Phi}{2 \sin 2\varphi}.$$

Vergleicht man jetzt die Werte von $d\mathfrak{C}$ in **13** und **21**, so muß nach Division mit $e^{-i\delta}$ der reelle Teil von **21** gleich dem reellen Teil von **13** sein. Daraus folgt:

22. $$\frac{d\Delta}{2} \sin \Delta \sin 2 J_1 \sin 2\Phi = d\Theta \cos 2 J \sin 2\Theta$$

oder nach **48a** (p. 607):

23. $$d\Delta = -\frac{2\, d\Theta}{\sin 2 J_1} = \frac{\omega\, d l\, 2\pi}{\lambda \sin 2 J_1}.$$

Hierin ist nach **3**:

24. $$d\Delta = \Gamma\, d l \,.\, \frac{2\pi}{\lambda},$$

so daß:

$$\Gamma = \frac{\omega}{\sin 2 J_1}$$

oder nach **17**:

25. $$\Gamma^2 = \gamma^2 + \omega^2.$$

Durch diese Gouy'sche Relation ist also der Gangunterschied Γ der beiden entgegengesetzt elliptisch polarisierten Komponenten $\mathfrak{C}_1$, $\mathfrak{C}_2$ mit den Gangunterschieden γ und ω der geradlinigen und zirkularen Komponenten verbunden.

Geometrisch lassen sich die beiden Sätze von Gouy sehr einfach mit Hilfe der Darstellung der Charakteristik auf der Kugel ableiten[1]. Der Doppelbrechung $\mathfrak{B}$ mit dem Gangunterschiede γ der nach $\mathfrak{P}_1$ und $\mathfrak{P}_2$ polarisierten Wellen entspricht eine Drehung der Kugel um die äquatoriale Achse $P_1 P_2$ mit dem Winkel $\frac{2\pi}{\lambda}\gamma$ und der Doppelbrechung $\mathfrak{C}$ mit

[1] J. Walker, Analytical theory of light. Cambridge 1904. 351.

dem Gangunterschiede ω der zirkular polarisierten Komponenten $\mathfrak{K}_1 \mathfrak{K}_2$ ist äquivalent eine Kugeldrehung um die polare Achse $K_1 K_2$ mit dem Winkel $\frac{2\pi}{\lambda}\omega$. Der Superposition von $\mathfrak{B}$ und $\mathfrak{C}$ entspricht eine gleichzeitige Drehung der Kugel um $P_1 P_2$ und $K_1 K_2$ mit den Winkeln $\frac{2\pi}{\lambda}\gamma$ und $\frac{2\pi}{\lambda}\omega$, die äquivalent ist einer einzigen Drehung um einen Durchmesser $E_1 E_2$. Trägt man nämlich vom Mittelpunkt C auf CP_1 und CK_1 (Fig. 32) die Größen $\frac{2\pi}{\lambda}\gamma$ und $\frac{2\pi}{\lambda}\omega$ als Strecken ab, so ist ihre vektorielle Summe nach Richtung und Größe gleich dem Vektor, der die resultierende Drehung darstellt. Bezeichnet man seine Schnittpunkte mit der Kugeloberfläche durch E_1 und E_2, so ist $E_1 E_2$ die resultierende Drehungsachse und $\frac{2\pi\Gamma}{\lambda}$ der zugehörige Drehungswinkel. Demnach ist der Gangunterschied Γ der Komponenten $\mathfrak{E}_1 \mathfrak{E}_2$:

$$\Gamma = \sqrt{\omega^2 + \gamma^2}.$$

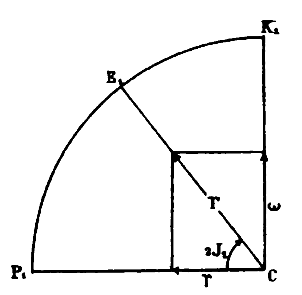


Fig. 32. Die Gouy'sche Konstruktion des Achsenverhältnisses tan J_1 und des Gangunterschiedes Γ.

Die schnellere Komponente $\mathfrak{E}_1$ wird durch den Punkt E_1 mit der Breite:

$$2J_1 = \operatorname{arc\,tan} \frac{\omega}{\gamma}$$

dargestellt.

Die Konstruktion Fig. 32 gestattet, falls die Gangunterschiede ω und γ gegeben sind, das Achsenverhältnis tan J_1 und den Gangunterschied Γ der entgegengesetzt elliptisch polarisierten Komponenten $\mathfrak{E}_1, \mathfrak{E}_2$ graphisch zu bestimmen. Auch ist ersichtlich: wenn γ wächst, nähert sich E_1 dem Punkte P_1 des Äquators, wenn ω wächst, rückt E_1 näher nach dem Pole K_1 der Kugel hin, d. h.[1] es verschwindet bei wachsender Doppelbrechung $\mathfrak{B}$ die Wirkung von $\mathfrak{C}$, bei wachsender Doppelbrechung $\mathfrak{C}$ die Wirkung von $\mathfrak{B}$.

[1] O. Wiener, Ann. d. Phys. 35. 24. 1888.

2. Anwendung dieser Superposition auf die Ableitung des Gesetzes über Fortpflanzung und Polarisation des Lichtes in aktiven Kristallen aus dem FRESNEL'schen Gesetz für inaktive Kristalle.

Mit Hilfe der beiden GOUY'schen Sätze kann man das Gesetz für die Fortpflanzung und Polarisation des Lichtes in aktiven Kristallen ableiten aus den FRESNEL'schen Gesetzen für inaktive Kristalle. In ähnlicher Weise hat J. WALKER[1] das Superpositionsprinzip benutzt zur Herleitung der Differentialgleichungen für die Lichtbewegung in aktiven Kristallen. Es zeigt sich aber, daß man nicht auf diese Gleichungen zurückzugehen braucht.

Es soll angenommen werden, daß in einem inaktiven Kristall mit den Hauptlichtgeschwindigkeiten a, b, c in jeder Richtung außer der Doppelbrechung $\mathfrak{B}$ vom Gangunterschied γ der beiden geradlinig polarisierten Komponenten noch eine Doppelbrechung $\mathfrak{C}$ mit dem Gangunterschied ω der beiden zirkular polarisierten Komponenten vorhanden sei[2]. Für $\mathfrak{C} = 0$, d. h. bei fehlender Doppelbrechung mit zirkularer Polarisation würden in einer Richtung, die mit den optischen Achsen die Winkel g_1 und g_2 einschließt, die Geschwindigkeiten v_1 und v_2 eines geradlinig nach $\mathfrak{P}_1$ und $\mathfrak{P}_2$ polarisierten Wellenpaares bestimmt sein durch:

$$26. \quad \begin{aligned} 2v_1^2 &= a^2 + c^2 + (a^2 - c^2)\cos g_1 \cos g_2 + (a^2 - c^2)\sin g_1 \sin g_2 \\ 2v_2^2 &= a^2 + c^2 + (a^2 - c^2)\cos g_1 \cos g_2 - (a^2 - c^2)\sin g_1 \sin g_2. \end{aligned}$$

Hieraus folgt:

$$27. \quad v_1^2 + v_2^2 = a^2 + c^2 + (a^2 - c^2)\cos g_1 \cos g_2$$

$$28. \quad v_1^2 - v_2^2 = (a^2 - c^2)\sin g_1 \sin g_2.$$

Für den Gangunterschied der beiden Wellen ergibt sich:

$$29. \quad \gamma = \frac{1}{v_2} - \frac{1}{v_1} = \frac{v_1^2 - v_2^2}{v_1 v_2 (v_1 + v_2)}$$

oder:

$$30. \quad \gamma = \frac{(a^2 - c^2)\sin g_1 \sin g_2}{v_1 v_2 (v_1 + v_2)}.$$

Die Doppelbrechung $\mathfrak{C}$ bewirkt, daß die beiden Wellen entgegengesetzt elliptische Polarisationszustände annehmen.

[1] J. WALKER, Proc. Roy. Soc. London. 70. 37. 1902.

[2] Der Wert von ω braucht nicht für alle Fortpflanzungsrichtungen konstant zu sein. Vergl. H. CHIPART, Théorie gyrostatique de la lumière. Paris 1904. § 21.

so daß die Hauptachsen der Ellipsen mit $\mathfrak{P}_1$, $\mathfrak{P}_2$ zusammenfallen. Bezeichnet man das Achsenverhältnis mit k, so ist nach **18**:

$$\omega k = -\gamma + \sqrt{\gamma^2 + \omega^2}$$
$$= \frac{(c^2 - a^2)\sin g_1 \sin g_2}{v_1 v_2 (v_1 + v_2)} + \sqrt{\frac{(c^2 - a^2)^2 \sin^2 g_1 \sin^2 g_2}{v_1^2 v_2^2 (v_1 + v_2)^2} + \omega^2}.$$

Setzt man:

31. $$\sigma = \omega v_1 v_2 (v_1 + v_2),$$

so wird:

32. $$\sigma k = (c^2 - a^2)\sin g_1 \sin g_2 + \sqrt{(c^2 - a^2)^2 \sin^2 g_1 \sin^2 g_2 + \sigma^2}.$$

Die Geschwindigkeiten der elliptisch polarisierten Wellen seien bezeichnet mit V_1 und V_2, dann ist ihr Gangunterschied:

33. $$\Gamma = \frac{1}{V_2} - \frac{1}{V_1} = \frac{V_1^2 - V_2^2}{V_1 V_2 (V_1 + V_2)},$$

oder nach **25** mit Benutzung von **30** und **31**:

34. $$\frac{V_1^2 - V_2^2}{V_1 V_2 (V_1 + V_2)} = \frac{\sqrt{(a^2 - c^2)^2 \sin^2 g_1 \sin^2 g_2 + \sigma^2}}{v_1 v_2 (v_1 + v_2)}.$$

Es sei nun die Doppelbrechung $\mathfrak{C}$ so gering, daß die Änderungen der mittleren Geschwindigkeiten und der mittleren Brechungsindizes gegen diese Größen selbst vernachlässigt werden können. Dann wird:

$$V_1 + V_2 = v_1 + v_2$$
$$\frac{1}{V_1} + \frac{1}{V_2} = \frac{1}{v_1} + \frac{1}{v_2}.$$

Mit demselben Grade der Annäherung ergibt sich aus **34**:

35. $$V_1^2 - V_2^2 = \sqrt{(a^2 - c^2)^2 \sin^2 g_1 \sin^2 g_2 + \sigma^2}$$

und aus **27**:

36. $$V_1^2 + V_2^2 = a^2 + c^2 + (a^2 - c^2)\cos g_1 \cos g_2,$$

so daß:

37. $$\begin{aligned} 2V_1^2 &= a^2 + c^2 + (a^2 - c^2)\cos g_1 \cos g_2 + \sqrt{(a^2 - c^2)^2 \sin^2 g_1 \sin^2 g_2 + \sigma^2} \\ 2V_2^2 &= a^2 + c^2 + (a^2 - c^2)\cos g_1 \cos g_2 - \sqrt{(a^2 - c^2)^2 \sin^2 g_1 \sin^2 g_2 + \sigma^2} \end{aligned}$$

Damit sind die bekannten[1] Gesetze der Fortpflanzung und Polarisation ebener Wellen in aktiven anisotropen Kri-

[1] A. Clebsch, Journ. f. Math. **57**. 319. 1860. — J. Boussinesq, Journ. des mathém. (2.) **13**. 330. 1868. — V. v. Lang, Sitzungsber. Wien. Akad. (2.) **75**. 719. 1877. — J. W. Gibbs, Amer. Journ. of Sc. (3.) **23**. 460. 1882. Vergl. O. Weder, dies. Jahrb. Beil.-Bd. XI. p. 1. 1897.

stallen hergeleitet aus den FRESNEL'schen Gesetzen für inaktive Kristalle.

Die Gleichungen 37 stellen die Wellennormalenfläche für aktive optisch zweiachsige Kristalle dar. Die beiden Wellen mit den Geschwindigkeiten V_1 und V_2 sind entgegengesetzt elliptisch polarisiert; ihr Achsenverhältnis k wird durch 32 bestimmt und ihre Hauptachsenrichtungen fallen mit den Polarisationsrichtungen $\mathfrak{P}_1, \mathfrak{P}_2$ der beiden bei fehlender Doppelbrechung $\mathfrak{C}$ vorhandenen geradlinig polarisierten Wellen zusammen.

IV. Interferenzerscheinungen an aktiven durchsichtigen Kristallplatten im konvergenten polarisierten Lichte.

1. Ableitung der Interferenzerscheinungen aktiver Platten aus den entsprechenden Interferenzerscheinungen inaktiver Platten mit Hilfe des Superpositionsverfahrens.

Die gebräuchliche Methode zur Ableitung der Interferenzerscheinungen an Kristallplatten im konvergenten polarisierten Licht besteht darin, für jeden Punkt $\mathfrak{E}_1$ der Bildebene, in der sich die Spuren der durch die Kristallplatte hindurchgehenden Wellenpaare mit den Polarisationszuständen $\mathfrak{E}_1$ $\mathfrak{E}_2$ befinden, die Helligkeit H analytisch zu bestimmen. Der allgemeine, für aktive und inaktive Platten geltende Ausdruck 47 (p. 603) kann also in jedem Falle dazu dienen, die Intensitätsverteilung in dem Interferenzbilde zu berechnen. Führen wir als Bestimmungsstücke elliptischer Schwingungen Hauptachsenazimut und Achsenverhältnis ein, so ergibt sich nach 47b (p. 604):

1. $$\mathrm{H} = \Pi\left[\frac{\pi}{4} - \mathrm{J}, -2\Theta, \frac{\pi}{4} - \mathrm{J}_0, -2\Theta_0, \frac{\pi}{4} - \mathrm{J}_1, -2\Theta_1, \Gamma_1\right].$$

Dieser Ausdruck ist als Funktion von J_1, Θ_1 und Γ_1 zu diskutieren für die Punkte $\mathfrak{E}_1$ der Bildebene. Aber sein verwickelter Bau gestattet nur in besonderen Fällen (vergl. p. 609) die Veränderlichkeit von H zu übersehen[1]. Dagegen liefert

[1] G. B. AIRY, Trans. Cambridge Phil. Soc. 4. 79. 1833. — F. NEUMANN, Vorlesungen über theoretische Optik. 1885. p. 251.

die POINCARÉ'sche Methode der geometrischen Darstellung polarisierter Wellen ein Mittel, um ohne Kenntnis des analytischen Ausdrucks für H und ohne Rechnungen für einen beliebigen Punkt eines Interferenzbildes die Helligkeit zu konstruieren und ihre Verteilung in dem Bilde festzustellen, wenn die Werte J_1, Θ_1 und Γ_1 für jeden Punkt $\mathfrak{E}_1$ der Bildebene bekannt sind, etwa dadurch, daß die Kurven $J_1 = \text{const.}$, $\Theta_1 = \text{const.}$, $\Gamma_1 = \text{const.}$ gegeben sind.

Wir denken uns nun nach p. 622 die Doppelbrechung $\mathfrak{A}$ einer aktiven Platte ersetzt durch die Superposition der Doppelbrechungen $\mathfrak{B}$ und $\mathfrak{C}$. Ferner nehmen wir an, daß aus den Gesetzen der Doppelbrechung für $\mathfrak{B}$ mit Hilfe der Isogyrenflächen und der Oberfläche gleichen Gangunterschiedes die Kurven $\Theta_1 = \text{const.}$, $\gamma_1 = \text{const.}$ des Interferenzbildes der inaktiven Platte und für $\mathfrak{C}$ die Kurven $\omega_1 = \text{const.}$ bekannt sind. Dann gestatten die Gleichungen:

$$2. \qquad \Gamma_1 = \sqrt{\gamma_1^2 + \omega_1^2}$$

$$3. \qquad \tan J_1 = -\frac{\gamma_1}{\omega_1} + \sqrt{1 + \left(\frac{\gamma_1}{\omega_1}\right)^2}$$

die zur Ermittlung der Helligkeit dienenden Kurven $\Gamma_1 = \text{const.}$, $J_1 = \text{const.}$ zu bestimmen. Dabei ist im allgemeinen innerhalb eines genügend kleinen Bereiches der Interferenzfigur ω_1 als konstant und in der Umgebung der Spur einer optischen Achse:

$$4. \qquad \omega_1 = -\frac{\lambda}{\pi}\varepsilon$$

zu setzen, worin ε das Drehungsvermögen in der Richtung der optischen Achse bedeutet.

Es sollen im folgenden nur Platten senkrecht zu einer optischen Achse behandelt werden.

Bezeichnet man mit ϱ und ψ die Polarkoordinaten eines Punktes der Bildebene, deren Koordinatenanfangspunkt mit der Spur der optischen Achsen zusammenfällt, so gilt für zweiachsige Kristalle:

$$5. \qquad \gamma_1 = \frac{\varrho''}{m''}, \qquad \Theta_1 = \frac{\psi''}{2} + \text{const.}$$

und für einachsige Kristalle:

6. $$\gamma_1 = \left(\frac{\varrho'}{m'}\right)^2, \qquad \Theta_1 = \psi' + \text{const.}$$

2. Allgemeine Sätze über Interferenzerscheinungen an aktiven Kristallplatten im konvergenten polarisierten Licht.

In dem allgemeinsten Falle befindet sich eine aktive Kristallplatte zwischen einem elliptischen Polarisator und einem elliptischen Analysator. Es mögen die Punkte E und E_0 die Polarisationszustände $\mathfrak{E}$ und $\mathfrak{E}_0$ der aus dem Polarisator austretenden und der durch den Analysator ungeschwächt hindurchgehenden ebenen Welle darstellen, während E_1, E_2 die Schwingungszustände der schnelleren und der langsameren Welle im Kristall mit dem Gangunterschied Γ_1 repräsentieren, für die der Punkt $\mathfrak{E}_1$ der Interferenzfigur $\mathfrak{B}$ die Spur der Wellennormalenrichtung angibt. Dann wird der Polarisationszustand der austretenden Welle dargestellt durch den Punkt E', der aus E hervorgeht durch eine Drehung der Kugel um $E_1 E_2$ mit dem Winkel $2\pi \frac{\Gamma_1}{\lambda}$. In dem Punkte $\mathfrak{E}_1$ von $\mathfrak{B}$ ist daher die Helligkeit des aus dem Analysator tretenden Lichtes nach 33 p. 601:

7. $$H = \tfrac{1}{2} + \tfrac{1}{2} \cos c,$$

worin c gleich dem Bogen $E' E_0$ ist.

Geht $\mathfrak{E}_0$ in die entgegengesetzt polarisierte Schwingung $\mathfrak{E}_0{}^2$ über, so ist E_0 zu vertauschen mit dem diametral gegenüberliegenden Punkte $E_0{}^2$ und statt c ist in 7 zu schreiben $\pi - c$, so daß für die Helligkeit H' im Punkte $\mathfrak{E}_1$ von $\mathfrak{B}$ folgt:

$$H' = \tfrac{1}{2} - \tfrac{1}{2} \cos c.$$

Da $H + H' = 1$ ist, so ergibt sich: Geht der Polarisationszustand der vom Analysator ohne Helligkeitsänderung hindurchgelassenen Welle über in den entgegengesetzt elliptisch polarisierten, so geht die Interferenzerscheinung in die komplementäre über.

Vertauscht man ferner auch die aus dem Polarisator austretende Schwingung mit der entgegengesetzt polarisierten, so geht jene Kugelkonstruktion in die zentrisch symmetrische

über, wobei der Wert 7 für H erhalten bleibt, so daß also auch das Interferenzbild gegen das ursprüngliche nicht geändert wird. Daraus folgt, daß der obige Satz auch für die entsprechende Änderung des aus dem Polarisator austretenden Schwingungszustandes gültig bleibt.

Für die Punkte $\mathfrak{E}_1$ des Interferenzbildes, für die $H = 1$ ist, muß E' mit E_0 zusammenfallen. Das ist nur dann möglich, wenn E_1 auf dem größten Kugelkreise liegt, der in der Mitte des Bogens $E E_0$ auf diesem senkrecht steht, und der Drehungswinkel $2\pi \frac{\Gamma_1}{\lambda}$ gleich oder um ein Vielfaches von 2π größer ist als $\Delta = E E_1 E_0$. Aus der ersten Forderung ergibt sich, daß die Punkte E_1 auf einer Kurve:

$$f(\Theta_1 \Gamma_1) = 0,$$

oder nach 2:

8. $$f_1(\Theta_1, \gamma_1, \omega_1) = 0$$

liegen müssen.

Der Winkel Δ läßt sich nach p. 607 als Funktion von J_1 und Θ_1 berechnen mit Hilfe der Achsenverhältnisse und Hauptachsenazimute von $\mathfrak{E}_0$ oder $\mathfrak{E}$:

$$\Delta = h_1(\Theta_1, J_1),$$

wofür sich nach 3 ergibt:

9. $$\Delta = h_2(\Theta_1, \gamma_1, \omega_1).$$

Nun muß nach der zweiten Forderung:

10. $$\Delta = 2\pi\left(\frac{\Gamma_1}{\lambda} - n\right) \qquad [n = 0, 1, 2, \ldots]$$

sein, d. h.

11. $$\Delta = g(\gamma_1, \omega_1, n).$$

Durch Elimination von Δ aus 9 und 11 folgt:

12. $$f_2(\Theta_1, \gamma_1, \omega_1, n) = 0.$$

Diese Gleichung stellt eine einparametrige Kurvenschar in der Ebene der Interferenzfigur dar. Es wird also in den Schnittpunkten von $f_1 = 0$ mit $f_2 = 0$ die Helligkeit $H = 1$ sein.

In dem besonderen Fall, wo $\mathfrak{E}_0$ mit $\mathfrak{E}$ identisch wird, verliert die Kurve $f_1 = 0$ ihre Bedeutung. Es wird $\Delta = 0$, also hat nach 10 die Helligkeit längs einer Kurve $\Gamma_1 = n\lambda$ den Wert $H = 1$. Fällt dagegen E_0 mit dem diametral gegenüberliegenden Punkte von E zusammen, so bleiben die obigen

Gleichungen bestehen, und es ergeben sich die Punkte der Helligkeit $H = 1$ als Schnittpunkte einer speziellen Kurve $f_1 = 0$ mit einer speziellen Kurvenschar $f_2 = 0$.

Vertauscht man den beliebig gelegenen Punkt E_0 der Kugel mit dem diametral gegenüberliegenden, so folgt aus $H + H' = 1$, daß alle Punkte, in denen $H = 1$ war, jetzt die Helligkeit $H' = 0$ annehmen. Daher ergibt sich:

Sind $\mathfrak{E}$ und $\mathfrak{E}_0$ die aus dem elliptischen Polarisator austretende und die durch den Analysator ungeschwächt hindurchgehende Schwingung, so gibt es in dem Interferenzbilde einer aktiven Kristallplatte im konvergenten Licht im allgemeinen nur Punkte mit der Helligkeit $H = 0$ und $H = 1$. Sind $\mathfrak{E}$ und $\mathfrak{E}_0$ identisch, so treten Kurven mit der Helligkeit $H = 1$ auf, deren Gleichung $\Gamma_1 = n\lambda$ ist, während nur Punkte $H = 0$ existieren. Sind dagegen $\mathfrak{E}$ und $\mathfrak{E}_0$ zwei entgegengesetzt elliptisch polarisierte Schwingungen, so gibt es im Interferenzbilde Kurven von der Helligkeit $H = 0$ und Punkte mit der Helligkeit $H = 1$.

3. Aktive Kristallplatten im geradlinig polarisierten und geradlinig analysierten Licht.

Bei gekreuzten Nicols mögen die diametral gegenüberliegenden Punkte P und A des Äquators (Fig. 33) die Polarisationszustände der aus dem Polarisator und Analysator austretenden Wellen darstellen. Für einen beliebigen Punkt $\mathfrak{E}_1$ des Interferenzbildes seien nach 5 oder 6 γ_1 und Θ_1 bestimmt. Der Gangunterschied der infolge der Doppelbrechung $\mathfrak{C}$ auftretenden entgegengesetzt zirkular polarisierten Wellen betrage ω_1. Wenn man dann die Azimute Θ auf die Polarisationsrichtung $\mathfrak{P}$ des aus dem Polarisator austretenden Lichtes bezieht, so wird der Schwingungszustand der schnelleren Welle im Kristall dargestellt durch den Punkt E_1 der Kugel mit der Breite:

$$E_1 P_1 = 2 J_1 = \operatorname{arc\,tan} \frac{\omega_1}{\gamma_1}$$

und der Länge:

$$P P_1 = 2 \Theta_1.$$

Bei einer Drehung der Kugel um den nach E_1 gehenden Durchmesser durch den Winkel $\Delta_1 = 2\pi \frac{\Gamma_1}{\lambda}$, worin:

$$\Gamma_1 = \sqrt{\gamma_1^2 + \omega_1^2},$$

werde P nach E' übergeführt, dann stellt E' den Polarisationszustand der austretenden Welle dar, und die Helligkeit H in E_1 bestimmt sich durch den Bogen E'P. Jedem anderen Punkte des Interferenzbildes entspricht auf der Kugel eine andere Drehungsachse und ein anderer Drehungswinkel. Daher wird in der Bildebene die Helligkeit von Punkt zu Punkt sich ändern.

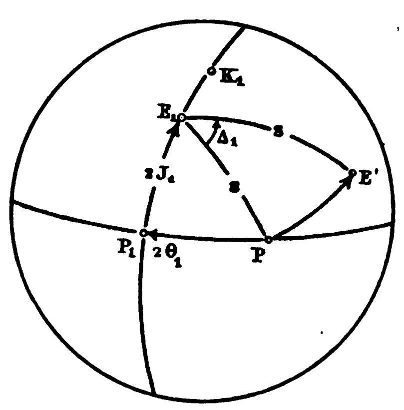


Fig. 33. Eine aktive Kristallplatte zwischen gekreuzten Nicols. Darstellung der Charakteristiken.

Aus dem gleichschenkeligen Dreieck PE_1E' ergibt sich, wenn man $PE_1 = E'E_1 = s$ setzt:

$$\cos PE' = \cos^2 s + \sin^2 s \cos 2\pi \frac{\Gamma_1}{\lambda}. \tag{13}$$

Ferner folgt aus dem rechtwinkeligen Dreieck PP_1E_1:

$$\cos s = \cos 2J_1 \cos 2\Theta_1.$$

Nun ist:

$$\sin 2J_1 = \frac{\omega_1}{\Gamma_1}, \quad \cos 2J_1 = \frac{\gamma_1}{\Gamma_1} \tag{14}$$

und nach 7:

$$\cos PE' = -\cos AE' = -2H + 1, \tag{15}$$

folglich:

$$\sin^2 \pi \frac{\Gamma_1}{\lambda}\left(1 - \frac{\gamma_1^2}{\Gamma_1^2}\cos^2 2\Theta_1\right) = H. \tag{16}$$

Ferner ergibt sich, daß E' mit P oder mit A zusammenfällt, je nachdem:

$$2\frac{\Gamma_1}{\lambda} = \frac{2}{\lambda}\sqrt{\gamma_1^2 + \omega_1^2} = 0, 2, 4 \ldots \tag{17}$$

oder:

$$1, 3, 5 \ldots \text{ und } \Theta_1 = \frac{\pi}{4}, \frac{3\pi}{4}, \frac{5\pi}{4} \ldots \tag{18}$$

ist, d. h. bei gekreuzten Nicols werden im Interferenzbilde optisch aktiver Kristalle die Kurven gleicher Helligkeit durch **16**, die Kurven der Helligkeit 0 durch **17** und die Punkte der Helligkeit 1 durch **18** bestimmt.

Bei parallelen Nicols muß nach p. 632 die Interferenzerscheinung komplementär sein.

Setzt man für γ_1 und Θ_1 die Werte **5** oder **6** ein, so ergeben sich die Interferenzfiguren an Platten senkrecht zur optischen Achse eines zweiachsigen oder einachsigen aktiven Kristalls. —

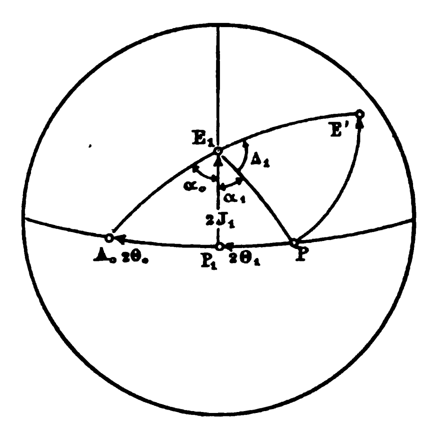


Fig. 34. Eine aktive Kristallplatte zwischen beliebig gestellten Nicols. Darstellung der Charakteristik.

In einer beliebigen Stellung der Nicol'schen Prismen möge die Polarisationsebene des Analysators mit $\mathfrak{P}$ den Winkel Θ_0 einschließen. Dann wird der Punkt A_0 des Äquators mit der Länge $PA_0 = 2\Theta_0$ (Fig. 34) den Polarisationszustand der aus dem Analysator austretenden Welle darstellen. Im Punkte $\mathfrak{E}_1$ des Interferenzbildes wird die Helligkeit bestimmt durch den Bogen $E'A_0$. Um also die Kurven gleicher Helligkeit zu erhalten, muß man die Punkte E_1 bestimmen, welche die Eigenschaft haben, daß die zugehörige Kugeldrehung den Punkt P überführt auf die Peripherie des durch E' um A_0 beschriebenen Kreises.

Ist ω_1 klein gegen γ_1, so wird sich mit wachsendem γ_1 die Breite $2J_1$ von E_1 nur wenig ändern, d. h. bei konstantem Θ_1 wird A_0E' seinen größten Wert annehmen, wenn die Punkte E', E_1, A_0 auf einem größten Kugelkreise liegen. Für den zugehörigen Drehungswinkel ergibt sich:

$$\text{19.} \qquad \Delta_1 = PE_1E' = 2\pi\frac{\Gamma_1}{\lambda} = \pi - (\alpha_0 + \alpha_1).$$

Aus den rechtwinkeligen Dreiecken $E_1P_1A_0$ und E_1P_1P findet man:

$$\tan \alpha_0 = \frac{\tan 2(\Theta_0 - \Theta_1)}{\sin 2 J_1}, \qquad \tan \alpha_1 = \frac{\tan 2\Theta_1}{\sin 2 J_1},$$

oder nach **14**:

$$\tan \alpha_0 = \frac{\Gamma_1}{\omega_1} \tan 2(\Theta_0 - \Theta_1), \qquad \tan \alpha_1 = \frac{\Gamma_1}{\omega_1} \tan 2\Theta_1,$$

so daß **19** übergeht in:

$$-\tan 2\pi \frac{\Gamma_1}{\lambda} = \frac{\Gamma_1}{\omega_1} \frac{\tan 2(\Theta_0 - \Theta_1) + \tan 2\Theta_1}{1 - \frac{\Gamma_1^2}{\omega_1^2} \tan 2(\Theta_0 - \Theta_1) \tan 2\Theta_1}$$

oder:

20. $$\frac{\omega_1}{\Gamma_1} \tan 2\pi \frac{\Gamma_1}{\lambda} \left(\frac{\Gamma_1^2}{\omega_1^2} \tan 2(\Theta_0 - \Theta_1) \tan 2\Theta_1 - 1 \right) = \tan 2(\Theta_0 - \Theta_1) + \tan 2\Theta_1.$$

Durch diese Beziehung werden auf den Kurven $\Theta_1 = \text{const.}$ die Punkte (Γ_1, Θ_1) mit geringster Helligkeit bestimmt. Läßt man außer Γ_1 auch Θ_1 veränderlich, so stellt **20** die Kurven geringster (aber nicht konstanter) Helligkeit dar[1]. Man erhält hieraus nach p. 632 die Kurven größter Helligkeit, indem man Θ_0 ersetzt durch $\Theta_0 + \frac{\pi}{2}$.

Der Punkt E′ kann nur dann mit A_0 zusammenfallen, wenn E_1 auf dem Meridiankreise liegt, welcher den Bogen PA_0 halbiert, so daß im Dreieck $E_1 P_1 P$:

21. $$\Theta_1 = \frac{\Theta_0}{2}, \qquad \tan \pi \frac{\Gamma_1}{\lambda} = \frac{\Gamma_1}{\omega_1} \tan \Theta_0.$$

Damit sind auf den Kurven größter Helligkeit die Punkte der Helligkeit 1 bestimmt. Auf den Kurven geringster Helligkeit erhält man die Punkte der Helligkeit 0, wenn man in **21** statt Θ_0 einführt $\Theta_0 + \frac{\pi}{2}$.

Einer Drehung des Analysators entspricht eine Verschiebung des Punktes A_0 im Äquator. Nimmt Θ_0 ab, so wird in Fig. 34 $PE_1E' = 2\pi \frac{\Gamma_1}{\lambda}$ zunehmen, d. h. bei einer Rechtsdrehung des Analysators verschieben sich die Kurven geringster Helligkeit nach wachsenden Werten von γ_1. Da in dieser Figur E_1 auf der nördlichen Kugelhälfte liegt, so ist der Kristall in der Richtung der optischen Achse rechtsdrehend. Analog würde bei entgegengesetztem Drehungsvermögen und wachsendem Θ_0 der Winkel Δ_1 und damit auch

[1] F. Neumann, a. a. O. p. 257 (19). Hier wird die Gestalt dieser sogen. quadratischen Kurven näher untersucht.

γ_1 wachsen, d. h. bei einer Drehung des Analysators verschieben sich die Kurven geringster Helligkeit. Die Drehung, die eine Verschiebung nach wachsenden Werten γ_1 hervorruft, gibt den Sinn des Drehungsvermögens an.

Über die Spiralen, auf denen sich die Punkte $H = 1$ und $H = 0$ bei einer Analysatordrehung verschieben, vergl. p. 646.

4. Aktive Kristallplatten im zirkular polarisierten und geradlinig analysierten Licht.

Auf der Kugel (Fig. 29) mögen der Pol K_1 und der Punkt A_1 des Äquators die Schwingungszustände des auf die Kristallplatte einfallenden, rechts zirkular polarisierten und des aus dem Analysator austretenden, nach $\mathfrak{A}_1$ polarisierten Lichtes angeben. E_1 mit der Breite $P_1 E_1 = 2 J_1$ und der Länge $A_1 P_1 = 2\Theta_1$ liege so, daß die Drehung um $E_1 E_2$ mit dem Winkel $2\pi \frac{\Gamma_1}{\lambda}$ den Pol K_1 nach E' überführt, so daß $A_1 E_1 E'$ auf einem größten Kugelkreise liegen. Dann ergibt sich aus dem rechtwinkligen Dreieck $A_1 P_1 E_1$:

$$\sin 2 J_1 = \operatorname{cotg} 2\pi \frac{\Gamma_1}{\lambda} \tan 2\Theta_1$$

oder nach **14**:

$$\frac{\omega_1}{\Gamma_1} \tan 2\pi \frac{\Gamma_1}{\lambda} = \tan 2\Theta_1. \tag{22}$$

Ist ω_1 klein gegen γ_1, so kann man für jede Kurve $\Theta_1 = \text{const.}$ nach **22** die Punkte (Γ_1, Θ_1) geringster Helligkeit bestimmen. Für veränderliche Werte von Θ_1 stellt **22** die Kurven geringster (aber nicht konstanter) Helligkeit dar. Mit wachsendem Θ_1 nimmt im Dreieck $A_1 P_1 E_1$ der Winkel $P_1 E_1 A_1$ zu, d. h. die Kurven geringster Helligkeit sind links gewundene Spiralen im Interferenzbilde einer Platte, die auf einer optischen Achse mit rechtem Drehungsvermögen senkrecht steht[1].

Wenn E' mit A_1 zusammenfällt, so ergibt sich aus dem gleichschenklig rechtseitigen Dreieck $K_1 E_1 A_1$:

$$\sin^2 2 J_1 + \cos^2 2 J_1 \cos 2\pi \frac{\Gamma_1}{\lambda} = 0,$$

[1] F. Neumann, a. a. O. p. 263.

23a. $$\gamma_1^2 \cos \frac{2\pi}{\lambda} \sqrt{\gamma_1^2 + \omega_1^2} = -\omega_1^2.$$

Ferner folgt aus dem rechtwinkligen Dreieck $E_1 P_1 A_1$:

$$\sin 2J_1 = \cos 2J_1 \cos 2\Theta_1,$$

23b. $$\cos 2\Theta_1 = \frac{\omega_1}{\gamma_1}.$$

Die Gleichungen 23 geben also die Punkte der Interferenzfigur an, in welchen $H = 1$ wird.

Es sei nun E_1 ein beliebiger Punkt der Kugel mit der Länge $2\Theta_1$ und der Breite $2J_1$. $E' = (2\Theta', 2J')$ gehe aus K_1 hervor durch Drehung um $E_1 E_2$ um $2\pi \frac{\Gamma_1}{\lambda}$. Dann wird die Helligkeit, die dem Polarisationszustand $\mathfrak{E}'$ entspricht, bestimmt durch $E'A_1$. Rückt E_1 auf seinem Breitenkreise in die Länge $2\Theta_1 + \pi$, so erhält der dem Punkte E' entsprechende Punkt $\bar{E}$ die Länge $2\Theta' + \pi$, und es wird $E'A_1 = \bar{E}A_2$, wenn A_2 dem Punkte A_1 diametral gegenüberliegt. D. h. in dem Interferenzbilde einer aktiven Kristallplatte, das im zirkular polarisierten und geradlinig analysierten Licht entsteht, sind die Helligkeiten in den Schnittpunkten einer Kurve $\gamma_1 =$ const. mit den Kurven $\Theta_1 =$ const. und $\Theta_1 + \frac{\pi}{2} =$ const. komplementär. Wenn die Lage der Kurven geringster Helligkeit und der Punkte $H = 1$ bekannt sind, so lassen sich also die Kurven größter Helligkeit, sowie die Punkte $H = 0$ leicht angeben.

Bei einer Drehung des Analysators um den Winkel ψ verschiebt sich A_1 im Äquator um 2ψ. Der Bogen $A_1 E'$ bleibt konstant, wenn dabei E' und also auch E_1 um 2ψ in ihrer Länge geändert werden, d. h. das ganze Interferenzbild verschiebt sich um ψ längs der Kurven $\gamma_1 =$ const., so daß jetzt in dem Punkte $(\gamma_1, \Theta_1 + \psi)$ dieselbe Helligkeit herrscht wie vorher in (γ_1, Θ_1).

Konstruktion der Kurven konstanter Helligkeit. — Von der Beschaffenheit des Interferenzbildes gewinnt man eine Vorstellung, wenn man z. B. die Kurven $H = \frac{1}{2}$, sowie die Punkte $H = 0$ und $H = 1$ konstruiert. Um diese Kurven zu zeichnen, muß man Punkte aufsuchen, für die der Polarisationszustand der aus der Platte austretenden Welle

dargestellt wird durch Punkte des zu $A_1 A_2$ senkrechten Meridiankreises. Nach p. 627 kann man zunächst für ein gegebenes Wertepaar γ_1 und ω_1 die Größen J_1 und Γ_1 konstruieren. Für $\Theta_1 = 0$ kann man dann im stereographischen Netz, dessen Mittelpunkt der Punkt A_1 sei, mit Hilfe von J_1 den Endpunkt E_1 der Drehungsachse und also nach dem auf p. 592 angegebenen Verfahren für jeden Wert von γ_1 den die austretende Schwingung $\mathfrak{E}'$ darstellenden Punkt E′ bestimmen. Wird noch mit Hilfe des Netzes der Drehungswinkel $2\Theta_1$ ermittelt, durch den E′ mit dem zu $A_1 A_2$ senkrechten Meridiankreis zum Zusammenfallen gebracht werden kann bei einer Drehung um $K_1 K_2$, so liegt in dem Interferenzbilde der Schnittpunkt der Kurven $\Theta_1 =$ const. und $\Gamma_1 =$ const auf der Kurve $H = \frac{1}{2}$. Dabei ist das Polarisationsazimut der schnelleren Welle in der inaktiven Platte $\mathfrak{B}$ zu beziehen auf die Polarisationsrichtung $\mathfrak{A}_1$ des aus dem Analysator austretenden Lichtes.

Sollen die Kurven H für einen anderen Wert bestimmt werden, so benutzt man an Stelle des Meridiankreises senkrecht zu $A_1 A_2$ einen kleinen Kugelkreis um A_1. Zur Konstruktion der Punkte $H = 0$ und $H = 1$ kann man zunächst durch Interpolation die Schnittpunkte des Äquators mit der Kurve der Punkte E′ feststellen; mit Hilfe der zugehörigen Werte γ_1 und Θ_1 erhält man jene Punkte im Schnitt der Kurven $\gamma_1 =$ const. und $\Theta_1 \mp \frac{\pi}{4} =$ const.

Einachsige Kristalle.

Kurven konstanter Helligkeit an Platten senkrecht zur optischen Achse. — Führt man mit Hilfe der Beziehungen **6** statt Θ_1 und γ_1 die Polarkoordinaten ψ' und ϱ' eines Punktes der Interferenzfigur ein, so erhält man für eine Platte aus Rechtsquarz (mit positivem Charakter der Doppelbrechung) von 3 mm Dicke im rechts zirkular polarisierten und geradlinig analysierten konvergenten Na-Licht die Fig. 35[1]. In den Punkten A ist $H = 0$, in B

[1] Vergl. Th. Liebisch, Physikalische Kristallographie. 1891. Taf. IV Fig. 5 (weißes Licht). H. Hauswaldt, Interferenzerscheinungen an doppeltbrechenden Kristallplatten im konvergenten polarisierten Licht. Magdeburg 1902. Taf. 14 Fig. 3 (Na-Licht).

wird H = 1. Die Kurven $H = \frac{1}{2}$ bestehen aus den Kreisen $\Gamma_1 = \lambda, 2\lambda, \ldots$ und aus vier spiralförmigen Zweigen. Die Kurven geringster Helligkeit gehen also durch $A_1 A_2 D_2 A_3' A_4'$ und $A_1' A_2' D_4 A_3 A_4$, die Kurven größter Helligkeit durch $B_1 B_2 D_3 B_3' B_4'$ und $B_1' B_2' D_1 B_3 B_4$. Innerhalb eines von einer Kurve $H = \frac{1}{2}$ umschlossenen Gebietes liegen zwei Punkte mit

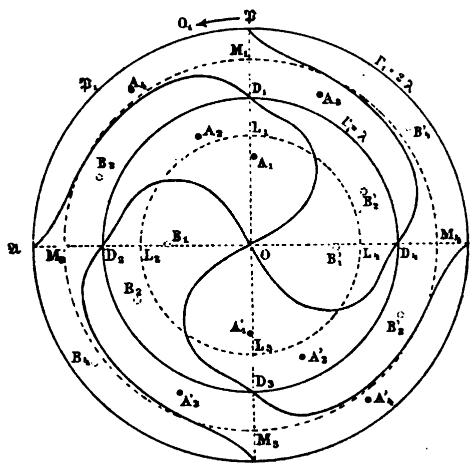


Fig. 35. Rechts-Quarz, Platte senkrecht zur optischen Achse im rechtszirkularpolarisierten Licht. Kurven der Helligkeit $H = \frac{1}{2}$ (ausgezogen) mit Punkten A und B der Helligkeit H = 0 und H = 1.

einem Extremwert von H, z. B. in D_4 𝔓𝔄 D_1 die Punkte A_3, A_4 mit H = 0. In M_1 zwischen A_3 und A_4 muß also $H > \frac{1}{2}$ sein. während in M_4 zwischen B_3' und B_4' der Wert von $H < \frac{1}{2}$ ist. In den Punkten D_2 und D_4 des Durchmessers O𝔄 ist $H = \frac{1}{2}$, während in allen anderen $H > \frac{1}{2}$ ist. Dagegen ist auf dem Durchmesser O𝔓 die Helligkeit $H < \frac{1}{2}$ außer in D_1 und D_3, wo $H = \frac{1}{2}$ wird. Daher ist der Durchmesser parallel 𝔄 heller als der dazu senkrechte parallel 𝔓, d. h. die Kurven geringster Helligkeit erscheinen auf dem Durchmesser parallel zur Polarisationsrichtung des Analysators durchbrochen. Gleiches gilt für die Kurven größter Helligkeit auf dem Durchmesser parallel 𝔓.

Abhängigkeit der Interferenzerscheinung von der Stärke des Drehungsvermögens. — Über die durch eine Abnahme der Doppelbrechung ℭ bewirkte Veränderung der Interferenzfigur ergibt sich mit Hilfe dieser Konstruktion

folgendes. Die Kreise $\Gamma_1 = \lambda, 2\lambda, \ldots$ erweitern sich ein wenig und nähern sich dabei den Kreisen $\gamma_1 = \lambda, 2\lambda, \ldots$. Die Kurve $OD_1\mathfrak{A}$ nähert sich dem gebrochenen Linienzuge $OL_4L_1D_1M_1M_2\mathfrak{A}$, so daß für $\mathfrak{C} = 0$ die Spiralzweige übergehen in Teile der in Fig. 35 gestrichelten Durchmesser und Kreise. Die Punkte H = 1 und H = 0 nähern sich den Schnittpunkten der Kurven $\Theta_1 = \frac{\pi}{4}, \frac{3\pi}{4} \ldots$ und $\gamma_1 = \frac{\lambda}{4}, \frac{3\lambda}{4} \ldots$, so daß für $\mathfrak{C} = 0$ das Interferenzbild übergeht in das einer zur Basis parallelen inaktiven einachsigen Platte von positivem Charakter der Doppelbrechung im rechts zirkular polarisierten und geradlinig analysierten Licht.

Abhängigkeit der Interferenzerscheinung vom Charakter der Doppelbrechungen $\mathfrak{B}$ und $\mathfrak{C}$. — In einem Punkte $\mathfrak{E}_1$ $(\Theta_1, \gamma_1, \omega_1)$ möge der Polarisationszustand der aus der Kristallplatte austretenden Welle dargestellt sein durch den Punkt K_1' der Kugel, der aus dem Nordpol K_1 hervorgeht durch eine Drehung um den nach E_1 $(2\Theta_1, 2J_1)$ gehenden Durchmesser mit dem Winkel $2\pi\frac{\Gamma_1}{\lambda} = \Delta_1$. Nach p. 632 geht das Interferenzbild in das komplementäre über, erscheint also gegen Fig. 35 um $\frac{\pi}{2}$ gedreht, wenn die einfallende Schwingung links zirkular polarisiert ist. Dann wird der Polarisationszustand der austretenden Welle für $\mathfrak{E}_1$ dargestellt durch den zu K_1' diametral gegenüberliegenden Punkt K_2'. Nimmt nun in der Kristallplatte die Doppelbrechung $\mathfrak{B}$ den entgegengesetzt gleichen Wert an, d. h. vertauscht man γ_1 mit $-\gamma_1$, so hat man auf der Kugel den Punkt E_1 mit $E_1'(2\Theta_1 + \pi, 2J_1)$ zu vertauschen und die zugehörige Kugeldrehung führt jetzt den Nordpol K_1 über in den zu K_2' in bezug auf den Äquator symmetrisch gelegenen Punkt K_1''. Daraus ergibt sich: Ist der Charakter der Doppelbrechung $\mathfrak{B}$ negativ, so erscheint im rechts zirkular polarisierten und geradlinig analysierten Licht das Interferenzbild gegen Fig. 35 um $\frac{\pi}{2}$ gedreht.

Nimmt außer $\mathfrak{B}$ auch $\mathfrak{C}$ den entgegengesetzt gleichen Wert an, so hat man auf der Kugel die Drehung um E_1E_2 mit der entgegengesetzt gleichen zu vertauschen. Dadurch wird K_1 übergeführt nach K_1^*, dem zu K_1' in bezug auf den

Meridian $K_1 E_1$ symmetrischen Punkt. Stellt nun der Punkt A des Äquators den Polarisationszustand der aus dem Analysator tretenden Welle dar, so wird $K_1'A = K_1^*A$ sein, wenn die Endpunkte E_1 und E_2^* der Drehungsachsen zu dem durch A gehenden Meridiankreise symmetrisch liegen. Das Interferenzbild ist also symmetrisch zu dem vorigen in bezug auf die Polarisationsrichtung $\mathfrak{A}$ des Analysators. Daraus folgt: Ist der Charakter der Doppelbrechung positiv und das Drehungsvermögen ein linkes, so geht die Interferenzerscheinung im rechts zirkular polarisierten Lichte über in diejenige, welche man aus Fig. 35 erhält durch Drehung um $\frac{\pi}{2}$ und Spiegelung an $O\mathfrak{A}$.

Anwendung von geradlinig polarisiertem und zirkular analysiertem Licht. — Wenn die Polarisationszustände der einfallenden und der aus dem Analysator ungeschwächt austretenden Welle vertauscht werden, so hat man auf der Kugel die Punkte K_1 und A zu vertauschen; es wird also in einem Punkte $\mathfrak{E}_1$ $(\Theta_1, \gamma_1, \omega_1)$ des neuen Interferenzbildes dieselbe Helligkeit herrschen wie in dem entsprechenden der Fig. 35, wenn γ_1 und ω_1 und damit auch Γ_1 ihr Zeichen wechseln. Die Interferenzerscheinung würde also dieselbe bleiben wie ursprünglich, wenn in diesem Falle der Charakter der Doppelbrechung negativ und das Drehungsvermögen ein linkes wäre. Man erhält daher das neue Interferenzbild aus dem ursprünglichen (Fig. 35) durch Spiegelung an $O\mathfrak{A}$.

Zweiachsige Kristalle.

Führt man statt γ_1 und Θ_1 mit Hilfe der Beziehungen 5 die Polarkoordinaten ϱ'' und ψ'' ein, so kann man das Interferenzbild für eine Platte konstruieren, die senkrecht zu einer optischen Achse eines aktiven zweiachsigen Kristalls steht. Rechnet man den Winkel ψ von dem Radiusvektor $O\mathfrak{A}$ aus, für dessen Punkte das auf die Polarisationsrichtung des Analysators bezogene Azimut $\Theta = 0$ ist, so besteht zwischen den Polarkoordinaten ϱ', ψ' und ϱ'', ψ'', wenn

$$\frac{\varrho'}{m'} e^{i\psi'} = Z', \qquad \frac{\varrho''}{m''} e^{i\psi''} = Z''$$

gesetzt wird, die Beziehung:

$$Z'' = Z'^2$$

Bei dieser konformen Abbildung[1] verhält sich der Radiusvektor ϱ'' eines Punktes des neuen Interferenzbildes zu dem Radiusvektor ϱ' des entsprechenden Punktes im ursprünglichen Bilde wie ϱ' zu $\frac{m'}{m''}$. Der zugehörige Winkel ψ'' ist doppelt so groß wie ψ'. Diese Abbildung gestattet aus Fig. 35 die entsprechende Figur für einen aktiven zweiachsigen Kristall mit gleichem Betrage des Drehungsvermögens herzuleiten und aus den für einachsige Kristalle angegebenen Sätzen jetzt folgende Eigenschaften des Interferenzbildes zweiachsiger Kristalle zu entnehmen: Die Stellen geringster Helligkeit liegen auf einer einfachen spiralförmigen Kurve von linkem oder rechtem Windungssinn, je nachdem das Drehungsvermögen ein rechtes oder linkes ist. Die Kurven größter Helligkeit sind um 180° dagegen gedreht. Der Radiusvektor O𝔄 erscheint heller als der von entgegengesetzter Richtung, weil auf diesem die Helligkeit $H \leqq \frac{1}{2}$, auf jenem $H \geqq \frac{1}{2}$ wird. Bei abnehmendem Drehungsvermögen gehen die spiralförmigen Kurven $H = \frac{1}{2}$ schließlich über in Teile des Durchmessers parallel O𝔄 und der Kreise $\gamma_1 = \frac{\lambda}{2}, \frac{3\lambda}{2} \ldots$, so daß man die Interferenzfigur eines inaktiven zweiachsigen Kristalls im rechts zirkular polarisierten und geradlinig analysierten Lichte erhält. Ist die einfallende Schwingung entgegengesetzt zirkular polarisiert, so erscheint das Interferenzbild gegen das ursprüngliche um 180° gedreht. Im geradlinig polarisierten und zirkular analysierten Licht kehrt sich der Windungssinn der Spiralen um. Für diesen Fall hat H. Dufet[2] die Spiralen an Platten von Rohrzucker (Pl. I Fig. 1, 2) und Rhamnose (Pl. II Fig. 2), die auf einer optischen Achse senkrecht stehen, photographiert.

5. Übereinanderliegende enantiomorphe Kristallplatten zwischen gekreuzten Nicols.

Zwei aktive einachsige oder zweiachsige Kristallplatten seien derart kombiniert, daß für eine bestimmte Wellennormalenrichtung mit der Spur $\mathfrak{E}_1$ im Interferenzbilde die

[1] Vergl. z. B. H. Burkhardt, Funktionentheoretische Vorlesungen. 1. (2.) 51. 1897.

[2] H. Dufet, Bull. soc. franç. de Min. 27. 159, 165. 1904.

Gangunterschiede γ_1 und die Azimute Θ_1 übereinstimmen, während die Werte der Doppelbrechung $\mathfrak{C}$ entgegengesetzt gleich sind: $-\omega_1$ und $+\omega_1$, so daß die untere Platte linksdrehend ist. In Fig. 27 sollen die diametral gegenüberliegenden Punkte P und A des Äquators die Polarisationszustände der aus dem Polarisator und dem Analysator tretenden Wellen repräsentieren. Dann werden die Polarisationszustände $\mathfrak{E}_1'$ und $\mathfrak{E}_1$ der schnelleren Wellen in den Platten dargestellt durch die zum Äquator symmetrischen Punkte E_1' und E_1 mit den Breiten $\mp 2J_1$ und der Länge $PP_1 = 2\Theta_1$. Die Veränderung des Polarisationszustandes $\mathfrak{P}$ der einfallenden Welle stellt sich auf der Kugel dar durch die nacheinander auszuführenden Drehungen um die Durchmesser nach E_1' und E_1 mit dem Winkel $2\pi\frac{\Gamma_1}{\lambda}$.

Diese Operationen lassen sich ersetzen durch eine Drehung um den Durchmesser $L_1 L_2$ des Äquators. Die Länge $P_1 L_1 = -\frac{\sigma}{2}$ ist nach p. 596 zu berechnen aus:

24. $$\tan\frac{\sigma}{2} = \frac{\omega_1}{\gamma_1}\tan\pi\frac{\Gamma_1}{\lambda}.$$

Der den Polarisationszustand an der Austrittsfläche repräsentierende Punkt E' wird nun mit P zusammenfallen, wenn der Drehungswinkel für die Achse $L_1 L_2$ gleich 2π, 4π ..., d. h. wenn nach **64** $\Gamma_1 = \lambda$, 2λ, 3λ ... ist, oder wenn $L_1 L_2$ mit PA zusammenfällt, so daß allgemein für einachsige[1] oder zweiachsige Platten gilt:

25. $$\tan 2\Theta_1 = \frac{\omega_1}{\Gamma_1}\tan\pi\frac{\Gamma_1}{\lambda}.$$

Es treten also zwei Scharen von Kurven auf mit der Helligkeit 0, die durch **25** und durch $\Gamma_1 = \lambda$, 2λ, 3λ... bestimmt sind. Setzt man in **25** diese Werte von Γ_1 ein, so ergibt sich: die beiden Kurvensysteme durchschneiden sich auf den Kurven $\Theta_1 = 0, \frac{\pi}{2}, \pi$ ... Da im allgemeinen (solange ω_1 klein ist gegen γ_1) auf der Kugel mit wachsendem γ_1 die Länge von L abnimmt bei konstantem Θ_1, so folgt, daß auf den Kurven **25** mit wachsendem γ_1 das Azimut Θ_1 wächst, d. h. diese Kurven sind links gewundene Spiralen.

[1] F. Neumann, a. a. O. p. 265 (23).

Ist $L_1 P = \frac{\pi}{2}$ und der zugehörige Drehungswinkel $= \pi$, d. h. $E_1 L_1 P_1 = \frac{\pi}{4}$, so wird E' mit A zusammenfallen. Nun ergibt sich aus dem rechtwinkeligen Dreieck $E_1 P_1 L_1$:

26. $$\gamma_1 \sqrt{2} \sin \pi \frac{\Gamma_1}{\lambda} = \Gamma_1.$$

Da $P P_1 = 2\Theta_1 = \frac{\pi}{2} + \frac{\sigma}{2}$ ist, geht 24 über in:

27. $$\sin 2\Theta_1 = \sqrt{2} \cos \pi \frac{\Gamma_1}{\lambda}.$$

Es treten demnach Punkte mit der Helligkeit $H = 1$ auf, deren Koordinaten Θ_1 und Γ_1 aus 26 und 27 zu bestimmen sind.

Vertauscht man die Reihenfolge der Platten, so muß man L_1 ersetzen durch den in bezug auf den Meridian $K_1 P_1 K_2$ symmetrisch gelegenen Punkt. Wie auf p. 643 folgt dann, daß das neue Interferenzbild in bezug auf die Richtung von $\mathfrak{P}$ oder $\mathfrak{A}$ symmetrisch liegt zu dem ursprünglichen; d. h. der Windungssinn der Spiralen gibt den Drehungssinn der ersten Platte an.

Da 25 übereinstimmt mit der Gleichung 21, welche die Lage der Punkte $H = 1$ im Interferenzbilde einer aktiven Kristallplatte im geradlinig polarisierten und geradlinig analysierten Licht angibt, so folgt, daß sich beim Drehen des Analysators die Punkte $H = 1$ auf den Spiralen 25 bewegen [1].

Die Konstruktion der Kurven $H = 0$ läßt sich mit Hilfe von stereographischen Netzen durchführen. Man bestimmt zunächst bei gegebenem ω_1 für verschiedene Werte von γ_1 die Lage von E_1 und findet dann mit Hilfe von L_1 den entsprechenden Wert Θ_1. Auf diese Weise sind Fig. 36 und 37 konstruiert. Sie beziehen sich auf übereinanderliegende Platten enantiomorpher zweiachsiger Kristalle senkrecht zu je einer optischen Achse. Der Betrag der Doppelbrechung $\mathfrak{C}$ ist in dem Falle der Fig. 37 kleiner als bei Fig. 36.

Es läßt sich nun übersehen, wie sich die Gestalt der Kurven $H = 0$ ändert bei abnehmendem $\mathfrak{C}$. Neben einer geringen Erweiterung der Kreise $\Gamma_1 = \lambda,\ 2\lambda \ldots$ tritt eine Veränderung der Spiralen ein, so daß sie sich dem gebrochenen

[1] H. C. Pocklington, Phil. Mag. (6.) 2. 367. 1901.

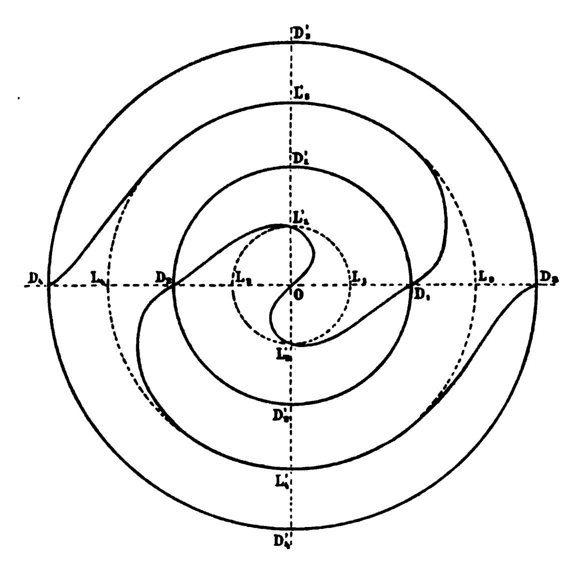


Fig. 36. Die untere Platte linksdrehend.

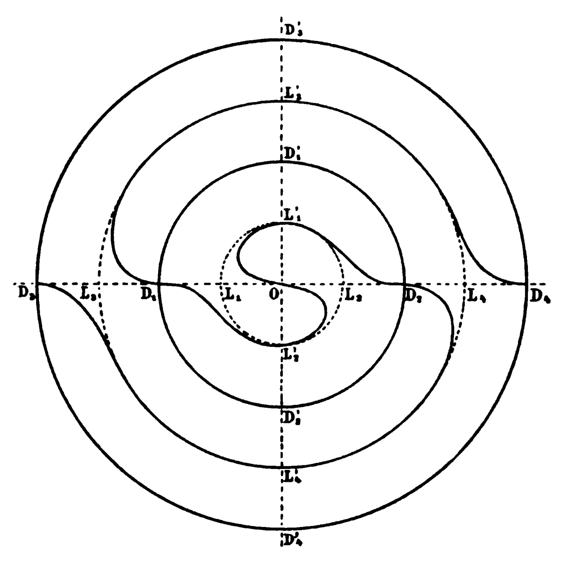


Fig. 37. Die untere Platte rechtsdrehend.

Fig. 36, 37. Übereinanderliegende enantiomorphe Platten senkrecht auf einer optischen Achse zwischen gekreuzten Nicols. Ebene der optischen Achsen von links nach rechts.

Linienzuge $O L_2 L_2' L_1 D_1$ usw. nähern und mit ihm zusammenfallen für $\mathfrak{C} = 0$. In diesem Grenzfalle erhalten wir das Interferenzbild einer inaktiven Platte von doppelter Dicke.

Die Transformationsformeln auf p. 643 vermitteln den Übergang von den Interferenzerscheinungen Fig. 36, 37 zu den entsprechenden Erscheinungen, die von enantiomorphen einachsigen Platten senkrecht zur optischen Achse erzeugt werden; es sind dies die bekannten vierfachen AIRY'schen Spiralen.

6. Beobachtung von AIRY'schen Spiralen an einer einzigen Kristallplatte, die auf einer optischen Achse senkrecht steht.

Die für zwei übereinanderliegende enantiomorphe Kristallplatten charakteristischen Interferenzerscheinungen lassen sich schon mit Hilfe einer einzigen Platte K erzeugen in einem NÖRRENBERG'schen Polarisationsapparat, der mit einem zu den Platten parallelen Spiegel S versehen ist (Fig. 38).

Eine ebene, durch Reflexion an einer Glasplatte G geradlinig polarisierte Welle W falle auf K senkrecht ein und werde nach der Spiegelung an S in sich selbst reflektiert. Dann kann man sich den Polarisationszustand der austretenden Welle bestimmt denken durch die Doppelbrechung der aus dem Spiegelbilde G' von G austretenden Welle in dem Spiegelbilde K' von K und in der Platte K. Wäre in K die Doppelbrechung $\mathfrak{C} = 0$, so hätte K' mit K gleichen Gangunterschied $\gamma_1' = \gamma_1$ und gleiche Polarisationsrichtung $\mathfrak{P}_1' \,//\, \mathfrak{P}_1$ der schnelleren Welle. Wäre anderseits in K die Doppelbrechung $\mathfrak{B} = 0$, so müßte in K' der Gangunterschied $\omega_1 = -\omega_1'$ sein. Nach dem Superpositionsprinzip verhalten sich demnach K und K', wenn $\mathfrak{B}$ und $\mathfrak{C}$ beliebige Werte besitzen, also K aktiv ist, wie übereinanderliegende enantiomorphe Platten.

Auch für die Interferenzerscheinungen in dem durch eine Sammellinse O_1 erzeugten konvergenten Lichtbündel werden die für übereinanderliegende enantiomorphe Platten abgeleiteten Sätze (p. 644) gelten, falls durch die Versuchsanordnung bewirkt ist, daß jede ebene Welle W in sich selbst reflektiert wird.

Diese Bedingung ist nicht erfüllt, wenn die Platte auf den Spiegel S gelegt wird, weil dann jede auf S schief einfallende Welle in der zu S symmetrischen Richtung reflektiert wird. Gleichwohl erhält man bekanntlich auf diese Weise an Platten aktiver einachsiger Kristalle, die genau senkrecht zur optischen Achse geschnitten sind, vierfache AIRY'sche Spiralen. In diesem Falle sind nämlich für $\mathfrak{C} = 0$ in der Richtung der einfallenden und der gespiegelten Wellennormale die Werte von γ_1 und γ_1' einander gleich, und die Polarisationsrichtungen $\mathfrak{P}_1$, $\mathfrak{P}_1'$ der schnelleren Wellen liegen im Hauptschnitt, d. h. die Interferenzerscheinungen sind noch dieselben, wie in zwei übereinanderliegenden enantiomorphen Platten K und K'. Anders verhalten sich Platten eines zweiachsigen Kristalls senkrecht zu einer optischen Achse. Denn für $\mathfrak{C} = 0$ stehen die Polarisationsrichtungen $\mathfrak{P}_1$, $\mathfrak{P}_1'$ der schnelleren Wellen in der ursprünglichen und in der gespiegelten Normalenrichtung aufeinander senkrecht. Zwischen den Gangunterschieden bestehen wie bei senkrechtem Durchgang die Beziehungen: $\gamma_1' = \gamma_1$, $\omega_1' = -\omega_1$. Die Wirkungen der entgegengesetzt gleichen Doppelbrechungen $\mathfrak{B}$ und $\mathfrak{B}'$, $\mathfrak{C}$ und $\mathfrak{C}'$ heben sich auf. Es wird also in jedem Punkte des Gesichtsfeldes H = 0 sein, auch wenn $\omega_1 = -\omega_1' = 0$ ist, d. h. bei aktiven und bei inaktiven Platten.

Diese Erscheinung läßt sich nachweisen z. B. an Topasplatten, die auf einer optischen Achse senkrecht stehen. Liegt die Platte nicht genau parallel zum Spiegel S, so entstehen Interferenzfiguren mit spiralförmigen Kurven in der Mitte des Gesichtsfeldes, die je nach der Richtung der optischen Achse verschiedenen Windungssinn annehmen. Aber dieselben Spiralkurven lassen sich unter gleichen Versuchsbedingungen auch an Platten aus Rohrzucker senkrecht zu einer optischen Achse beobachten[1].

Um die Bedingung zu erfüllen, daß die Platte K von ebenen Wellen W durchschnitten wird, die an S in sich selbst reflektiert werden, muß man, wie H. C. POCKLINGTON[2] bemerkt hat, den Spiegel S in die untere Brennebene und die Kristall-

[1] Photographien dieser Interferenzerscheinungen werden in der Fortsetzung des Tafelwerkes von H. HAUSWALDT erscheinen.

[2] H. C. POCKLINGTON, Phil. Mag. (6.) 2. 367. 1901.

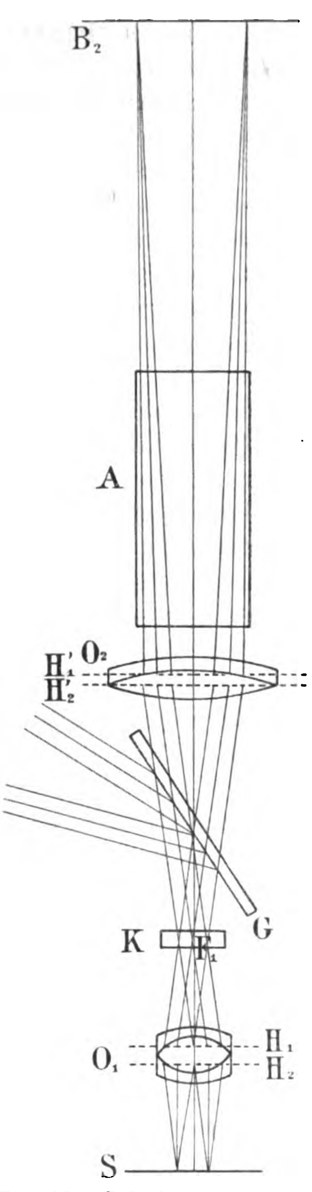


Fig. 38. Polarisationsapparat zu photographischen Aufnahmen.

platte in die Nähe der oberen Brennebene von O_1 bringen.

Diese Anordnung ist in Fig. 38 dargestellt. Die Lichtquelle schickt ein schwach konvergentes Bündel ebener Wellen auf die Glasplatte G, so daß das reflektierte auf K fallende Licht möglichst vollständig polarisiert ist. K wird dann von einem Bündel ebener Wellen durchlaufen, deren Spuren auf S in der Brennebene einer sechsfachen aplanatischen Lupe O_1 von C. Zeiss liegen. Durch Reflexion an S wird jede Wellenebene W (Fig. 39) in sich selbst reflektiert. Allein von den zugehörigen Strahlen wird nur der durch den vorderen Brennpunkt F_1 von O_1 gehende Strahl in sich selbst reflektiert, während die übrigen Strahlen die Platte zwar in der ursprünglichen Richtung, aber nicht an derselben Stelle durchsetzen. Das aus K austretende Bündel gelangt, nachdem es die Glasplatte G und einen Polarisator A durchschritten hat, in ein auf Unendlich akkommodiertes Auge oder auf eine Sammellinse O_2, in deren Brennebene B_2 die Interferenzfigur entsteht. B_2 ist konjugiert zu S in bezug auf die Kombination von O_1 und O_2.

Die auf Taf. XXXIV wiedergegebenen photographischen Aufnahmen wurden hergestellt mit einem zwischen A und G eingeschalteten Steinheil'schen zweifachen Fernrohrobjektiv O_2 von 43 cm Brennweite, in dessen Brennebene B_2 sich die

photographische Platte befand. Zur Einstellung von K diente ein Drehapparat von R. FUESS nach E. v. FEDOROW.

Besondere Sorgfalt erfordert die vor der Einschaltung von O_2 vorzunehmende Einstellung der Lupe O_1 mit der Brennweite f, so daß der Spiegel S gerade in der Brennebene B_1 liegt (Fig. 39). Befindet sich S zu nahe an O_1

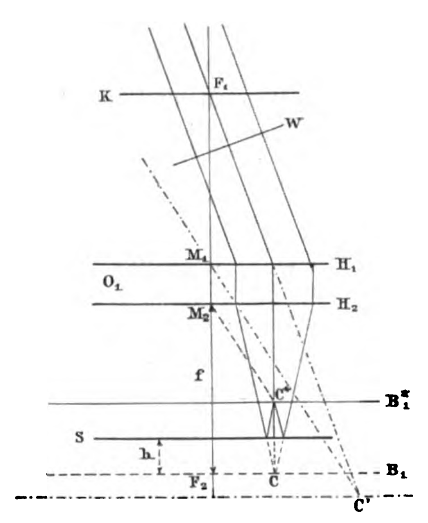


Fig. 39. Strahlengang zwischen der Platte K und dem Spiegel S.

— der Abstand $B_1 S$ sei gleich h —, so wird in einer Welle W nur der durch den oberen Brennpunkt F_1 von O_1 gehende Strahl in sich selbst reflektiert, während alle anderen nach C in B_1 konvergierenden Strahlen so gespiegelt werden, daß die Spur C* von W ebenso weit vor S liegt, wie C dahinter. Es sei C′ das von O_1 erzeugte virtuelle Bild von C*. Die durch C′ und C* parallel S gehenden Ebenen seien bezeichnet mit B_1' und B_1^*. Akkommodiert man das Auge über O_1 und A auf B_1', so erblickt man ein Interferenzbild, das dem einmaligen Durchgang des Lichtes durch K entspricht. Ein zweites Bild, das von den an S reflektierten Wellen herrührt, sieht man, wenn man das Auge auf Unendlich akkommodiert. Je näher man die Lupe O_1 in den Abstand ihrer Brennweite f von S rückt, je kleiner also h wird, um so mehr entfernt sich B_1' von B_1. Ist die gewünschte Einstellung erreicht ($h = 0$),

so ist nur ein Bild vorhanden, das durch die in sich reflektierten Wellen erzeugt wird.

Nach diesem Verfahren wurden die spiralförmigen Kurven an ca. 6 mm dicken Platten von Rohrzucker, die auf den optischen Achsen[1] A' und A senkrecht stehen, im grünen Quecksilberbogenlicht photographiert (Taf. XXXIV Fig. 1. 2). Nach H. C. Pocklington[2] beträgt das Drehungsvermögen im Na-Licht in der Richtung A' $6{,}4^0 \pm 0{,}6^0$ nach rechts und in der Richtung A $2{,}2^0 \pm 0{,}2^0$ nach links für eine Plattendicke von 1 mm. Mit diesen Werten sind für 6 mm dicke Platten die Figuren 36 und 37 konstruiert worden.

Ergebnisse.

1. Mit Hilfe der Poincaré'schen Methode zur geometrischen Darstellung des Polarisationszustandes einer ebenen Welle durch einen ihrer Charakteristik entsprechenden Punkt in der komplexen Ebene oder auf einer Kugeloberfläche, wird ein Verfahren abgeleitet zur Konstruktion des Polarisationszustandes an der Austrittsfläche einer inaktiven oder aktiven Kristallplatte, in die eine ebene Welle, deren Polarisationszustand gegeben ist, senkrecht eintritt (I. 3. A.; II. 1. D.).

2. Zur Berechnung des Polarisationszustandes des austretenden Lichtes dienen die allgemeinen Beziehungen **45** und **46**. p. 597, 600 (II. 2. A.).

3. Es wird gezeigt, daß sich auch die Helligkeit des aus einem elliptischen Analysator austretenden Lichtes geometrisch darstellen läßt, wenn der Polarisationszustand der einfallenden und der durch den Analysator ungeschwächt hindurchgehenden Welle bekannt sind (II. 1. B.).

4. Zur Berechnung der Helligkeit des Lichtes in den Interferenzerscheinungen, die durch eine aktive Kristallplatte oder durch die Kombination enantiomorpher

[1] Über die Lage dieser Achsen vergl. Th. Liebisch, Grundriß der physikalischen Kristallographie. 1896. p. 412. Fig. 834.

[2] H. C. Pocklington, a. a. O. p. 368.

Platten zwischen einem elliptischen Polarisator und einem elliptischen Analysator hervorgerufen werden, dient der allgemeine Ausdruck **47**. p. 603 (II. 2. A.).

5. In den Formeln **45**, **46**, **47** sind als Bestimmungsstücke elliptischer Schwingungen benutzt das Amplitudenverhältnis und die Phasendifferenz in bezug auf zwei entgegengesetzt elliptisch polarisierte Komponenten. Als besondere Fälle sind darin die gebräuchlichen Bestimmungsstücke elliptischer Schwingungen enthalten: Achsenverhältnis und Hauptachsenazimut oder Amplitudenverhältnis und Phasendifferenz (II. 2. B.). Die zwischen den vier letzteren Größen bestehenden Beziehungen werden verallgemeinert (II. 2. C.). Ferner wird gezeigt, daß bei der Bestimmung von zweien dieser vier Größen aus den beiden anderen reziproke Beziehungen bestehen, die z. B. zur Übertragung der Fehlertheorie des Glimmerkompensators auf die Fehlertheorie des Babinet'schen Kompensators Anlaß geben (p. 609).

6. Mit Benutzung der Charakteristik des Polarisationszustandes ebener Wellen werden die Gouy'schen Sätze über die gemeinsame Wirkung der Doppelbrechung mit zirkularer Polarisation und der gewöhnlichen Doppelbrechung mit geradliniger Polarisation abgeleitet (III. 1.) und benutzt zur Herleitung der Gesetze über die Fortpflanzung und Polarisation des Lichtes in aktiven Kristallen aus den entsprechenden Fresnel'schen Gesetzen für inaktive Kristalle (III. 2.).

7. Die Interferenzerscheinungen an aktiven Kristallplatten im konvergenten polarisierten Licht lassen sich aus den Interferenzerscheinungen für inaktive Kristalle herleiten mit Benutzung des Superpositionsverfahrens für die gemeinsame Wirkung der Doppelbrechung mit zirkularer Polarisation und der Doppelbrechung mit geradliniger Polarisation (IV. 1.).

Es ergeben sich Sätze über komplementäre Interferenzerscheinungen und über das Auftreten von Kurven oder Punkten der Helligkeit Null oder Eins (IV. 2.). Für einige bemerkenswerte Fälle wird mit Hilfe der hier benutzten Konstruktionsmethode die Gestalt der Interferenzfigur

an Platten senkrecht zur optischen Achse von einachsigen oder zweiachsigen aktiven Kristallen abgeleitet, und ihre Veränderung bei abnehmender Doppelbrechung mit zirkularer Polarisation angegeben (IV. 4., 5.).

8. Für den Polarisationsapparat zur Beobachtung der Interferenzerscheinungen an übereinanderliegenden enantiomorphen Kristallplatten mit Hilfe einer einzigen Platte wurde der Einfluß einer ungenauen Orientierung des reflektierenden Spiegels und eine Methode zur genauen Einstellung angegeben (IV. 6.).

Göttingen, Mineralogisches Institut, Juli 1905.

Inhaltsverzeichnis.

Erklärung der Tafeln.

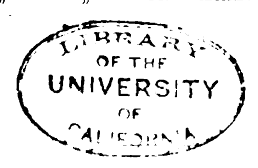
Taf. XXXIII.

Darstellung der Polarisationszustände ebener Wellen durch die Werte ihrer Charakteristiken in der komplexen Ebene. p. 556.

Taf. XXXIV.

Rohrzucker. Interferenzerscheinungen an Platten, die auf einer optischen Achse senkrecht stehen, im NÖRRENBERG'schen Polarisationsapparat für konvergentes Licht über einem Spiegel. p. 652.

Fig. 1. Platte senkrecht A'. Rechtsdrehend.
„ 2. „ „ A. Linksdrehend.

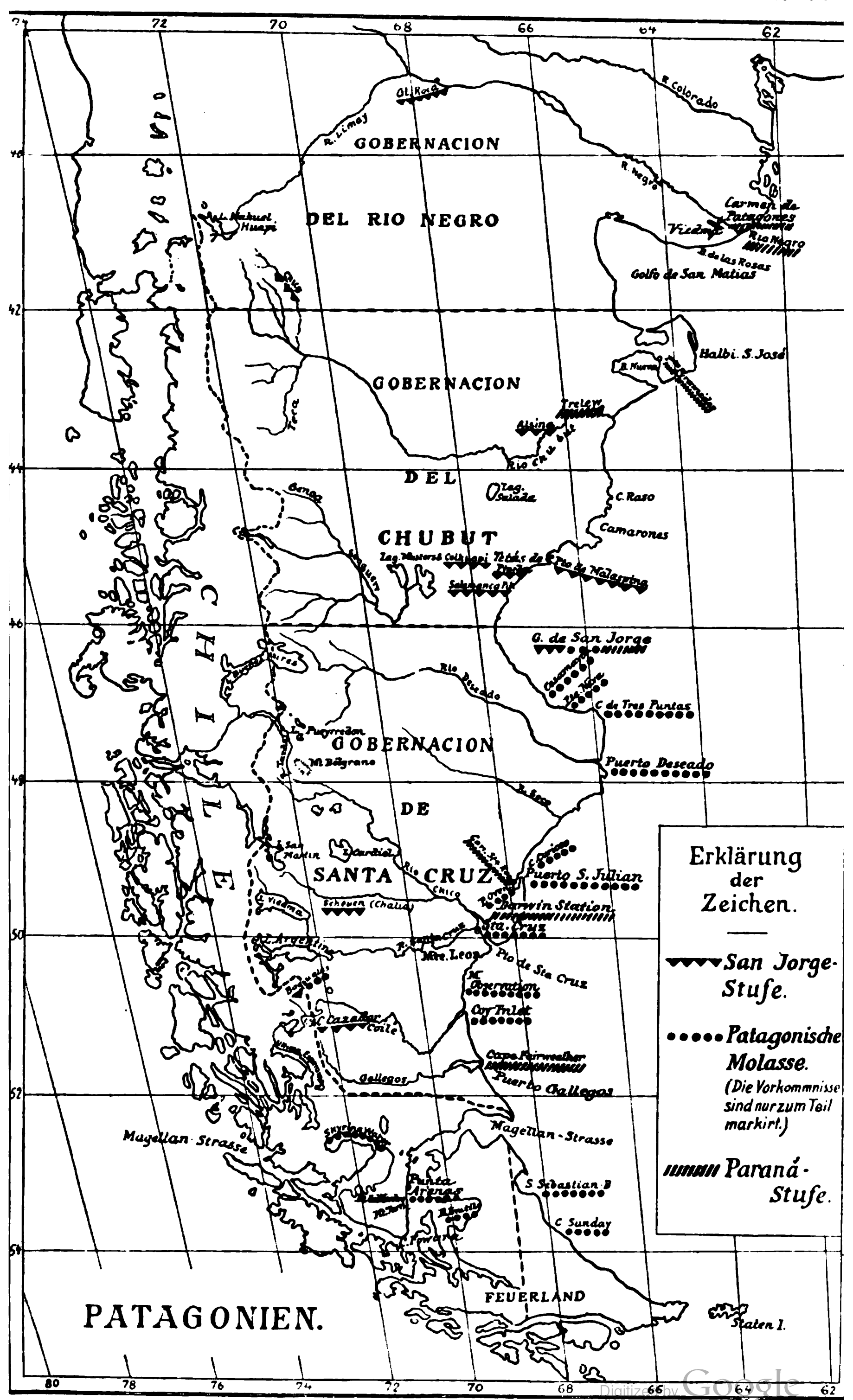


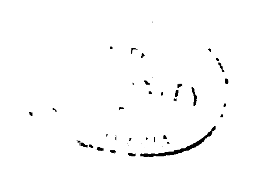


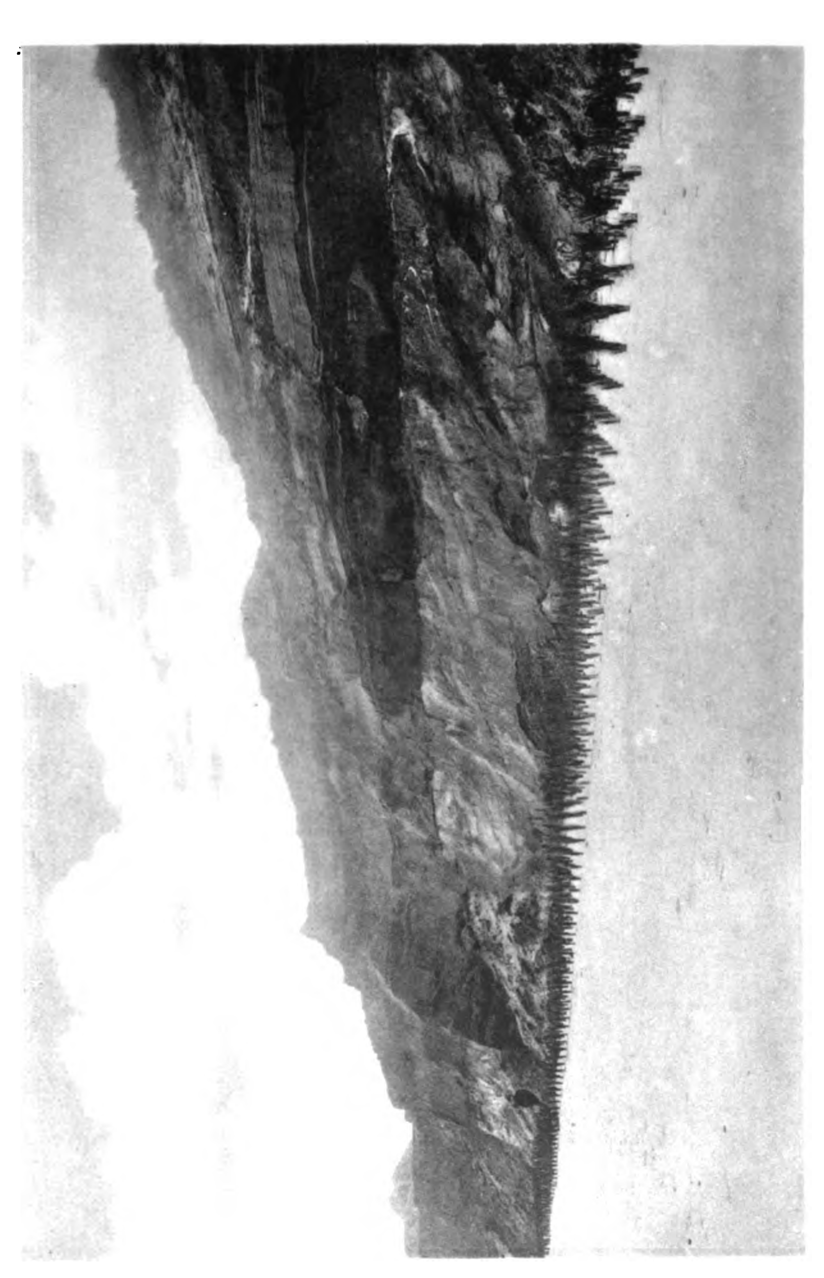
Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

Walther: Tektonik der weiteren Umgebung Jena's.




GOBERNACION
DEL RIO NEGRO
GOBERNACION
DEL
CHUBUT
GOBERNACION
DE
SANTA CRUZ
CHILE
PATAGONIEN.
FEUERLAND
R. Colorado
R. Negro
R. Limay
Carmen de Patagones
Golfo de San Matias
Halbi. S. José
Trelew
C. Raso
Camarones
G. de San Jorge
C. de Tres Puntas
Puerto Deseado
Puerto S. Julian
Darwin Station
Pto de Sta Cruz
Cape Fairweather
Puerto Gallegos
Magellan-Strasse
Magellan Strasse
Punta Arenas
S. Sebastian. B
C. Sunday
Staten I.
Erklärung der Zeichen.
San Jorge-Stufe.
Patagonische Molasse.
(Die Vorkommnisse sind nur zum Teil markirt.)
Paraná-Stufe.

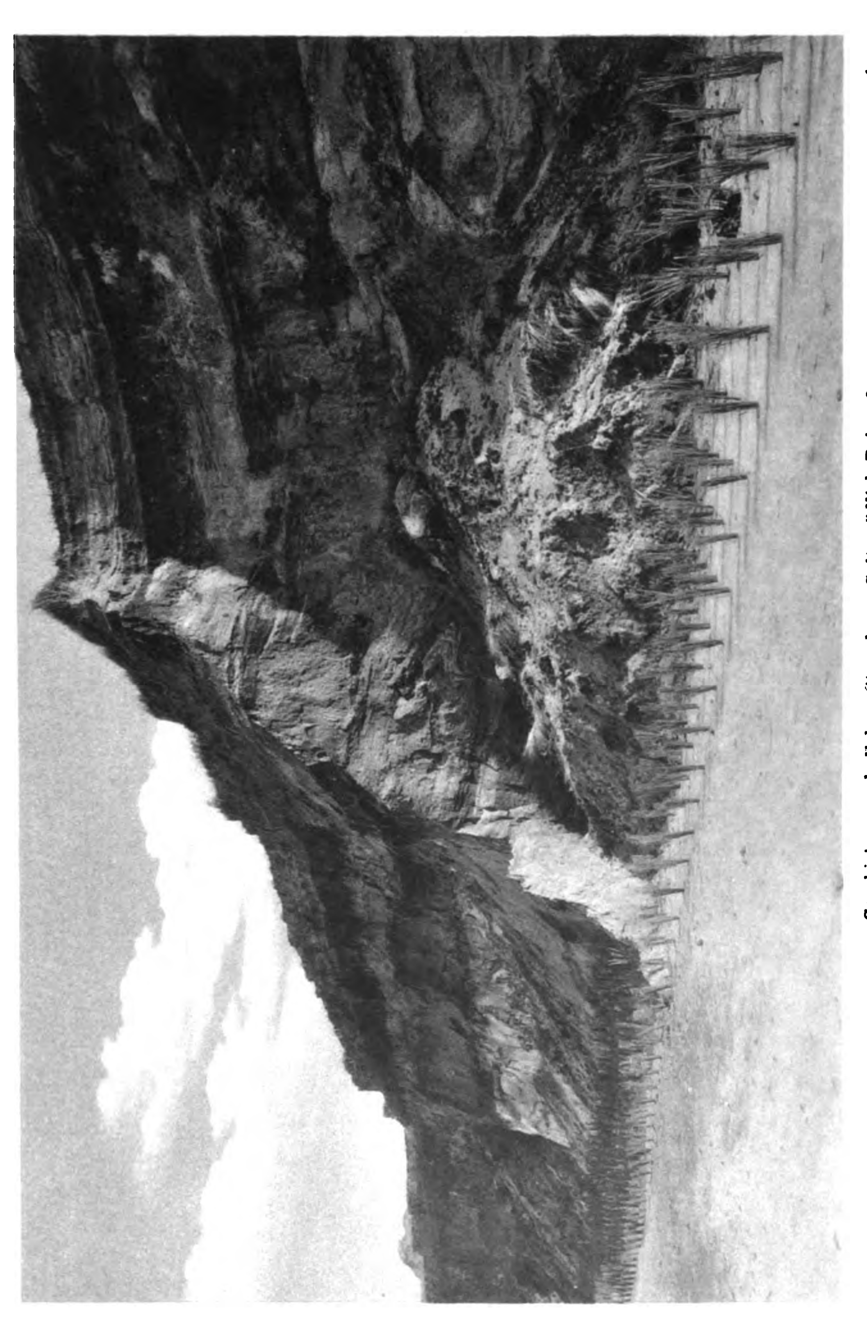




Moräne am Roten Kliff, Sylt, südlich von der Buhne 9.

Geinitz: Quartär von Sylt.

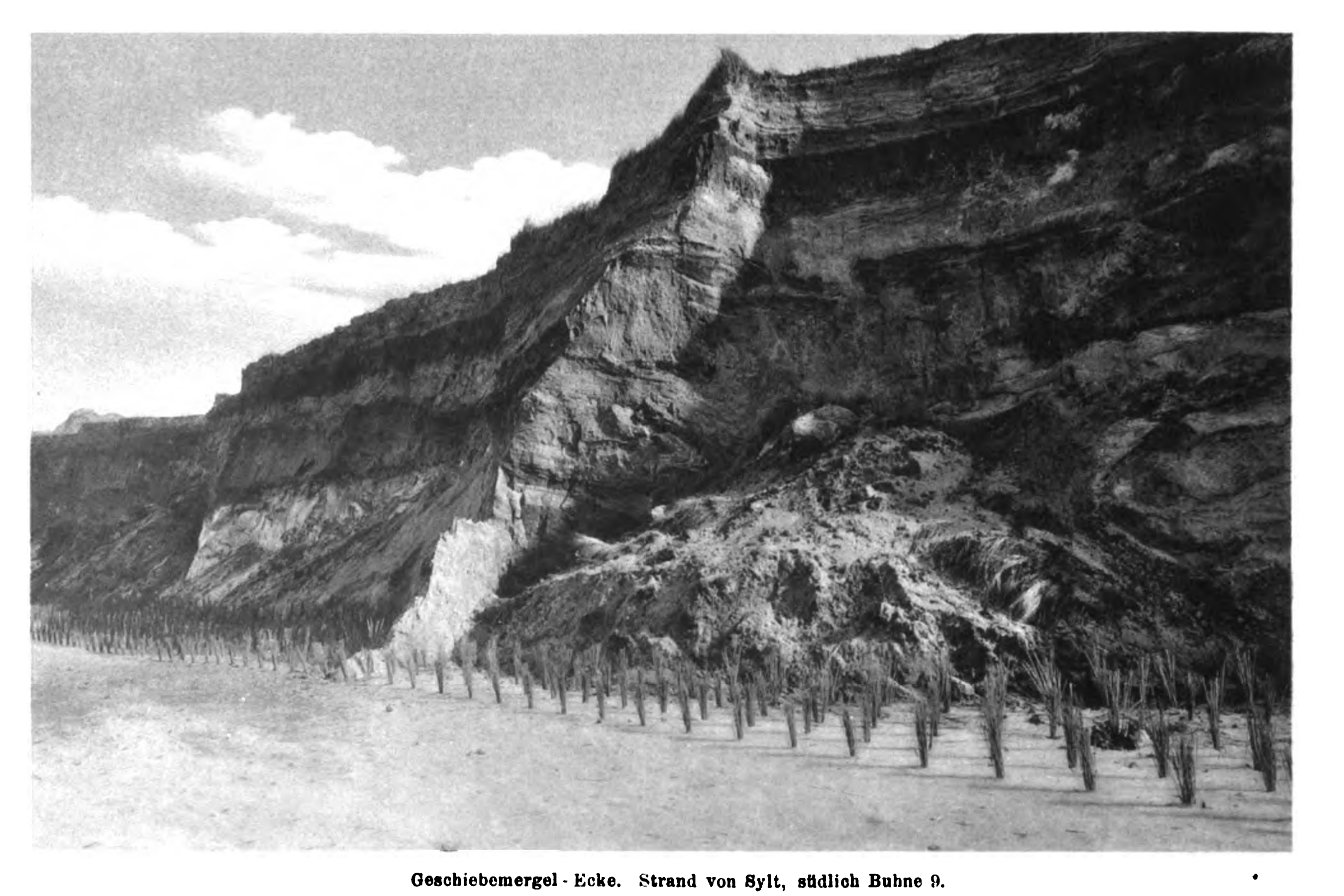
Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.



Geschiebemergel-Ecke. Strand von Sylt, südlich Buhne 9.

Geinitz: Quartär von Sylt.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.



Geschiebemergel-Ecke. Strand von Sylt, südlich Buhne 9.

Geinitz: Quartär von Sylt.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

Sandige Moränenmasse in Tertiärsand. — Rotes Kliff, Sylt, dicht nördlich von Buhne 9.

Geinitz: Quartär von Sylt.

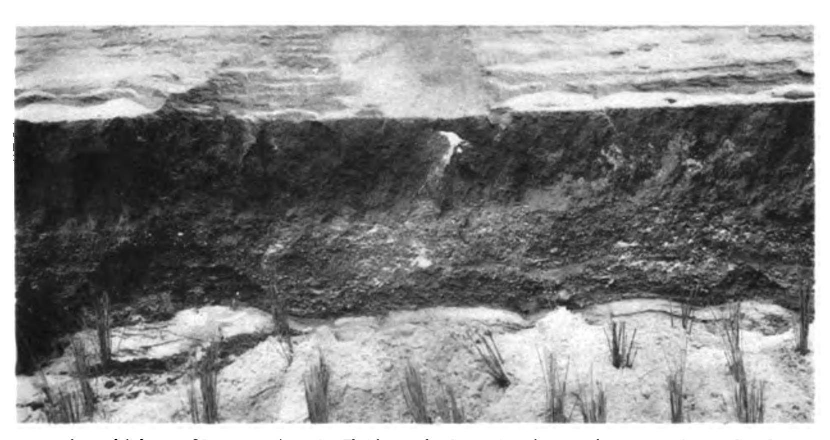
Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

Sandige Moränenmasse in Tertiärsand. — Rotes Kliff, Sylt, dicht nördlich von Buhne 9.

Geinitz: Quartär von Sylt.

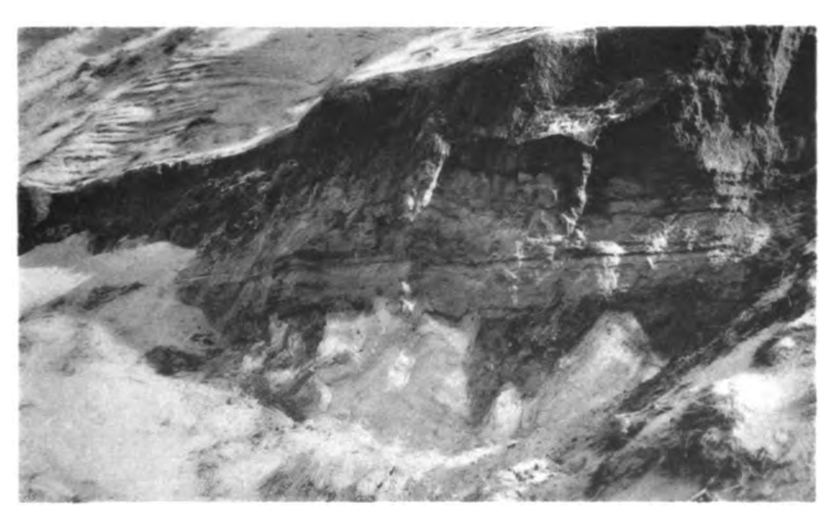
Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.





Aufgeschichtete Moräne, oben in Heidesand übergehend; überlagert weissen Sand, bedeckt von Dünensand.

Westerland auf Sylt, bei Buhne 5.

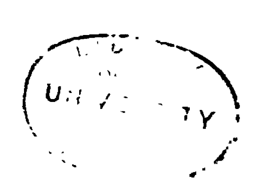


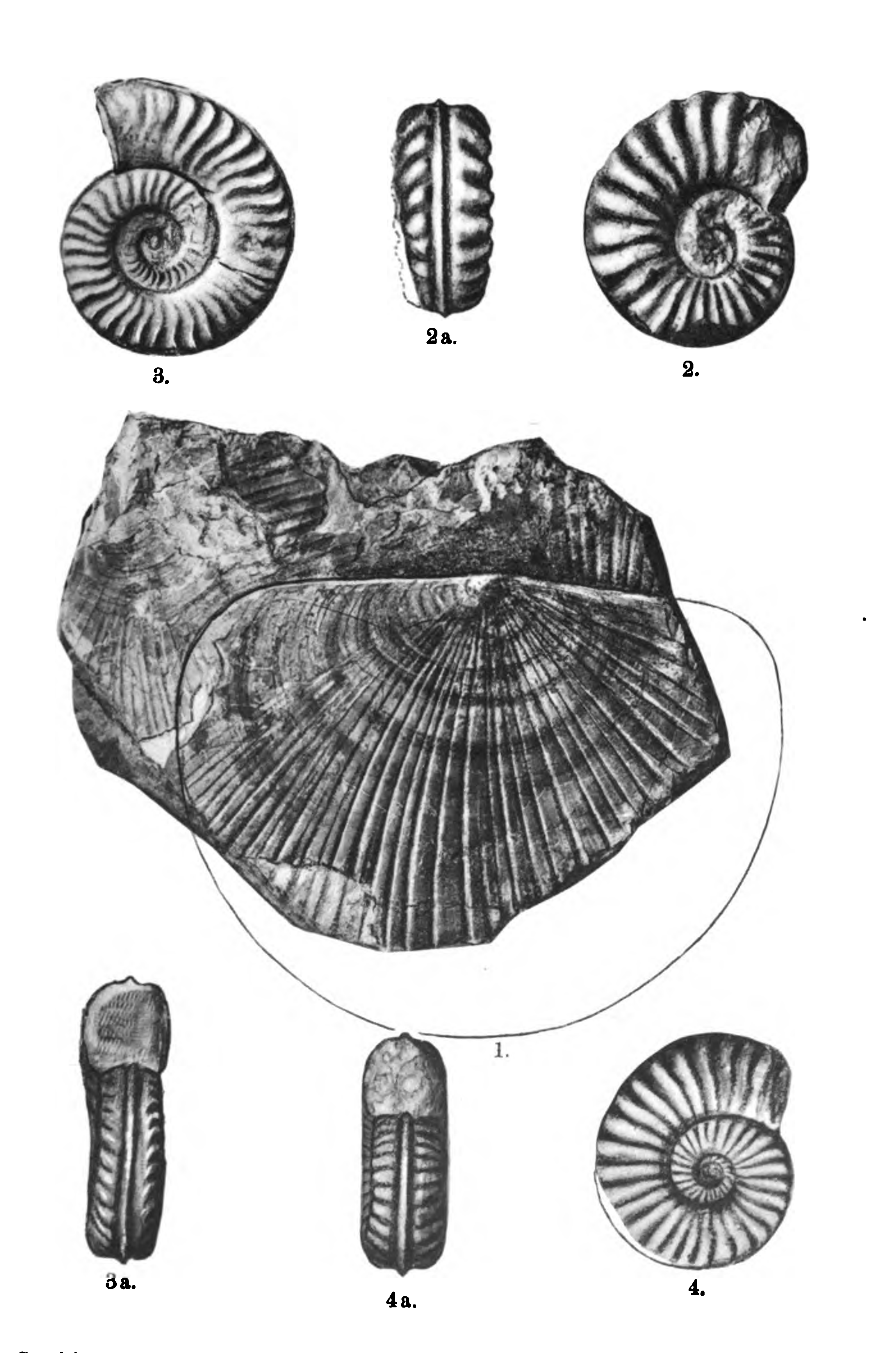
Moränenrest, taschenförmig in Kaolinsand eingreifend; bedeckt von geschichtetem Sand und Heidesand, zuletzt Düne.

Westerland auf Sylt, nördlich von Buhne 7.

Geinitz: Quartär von Sylt.

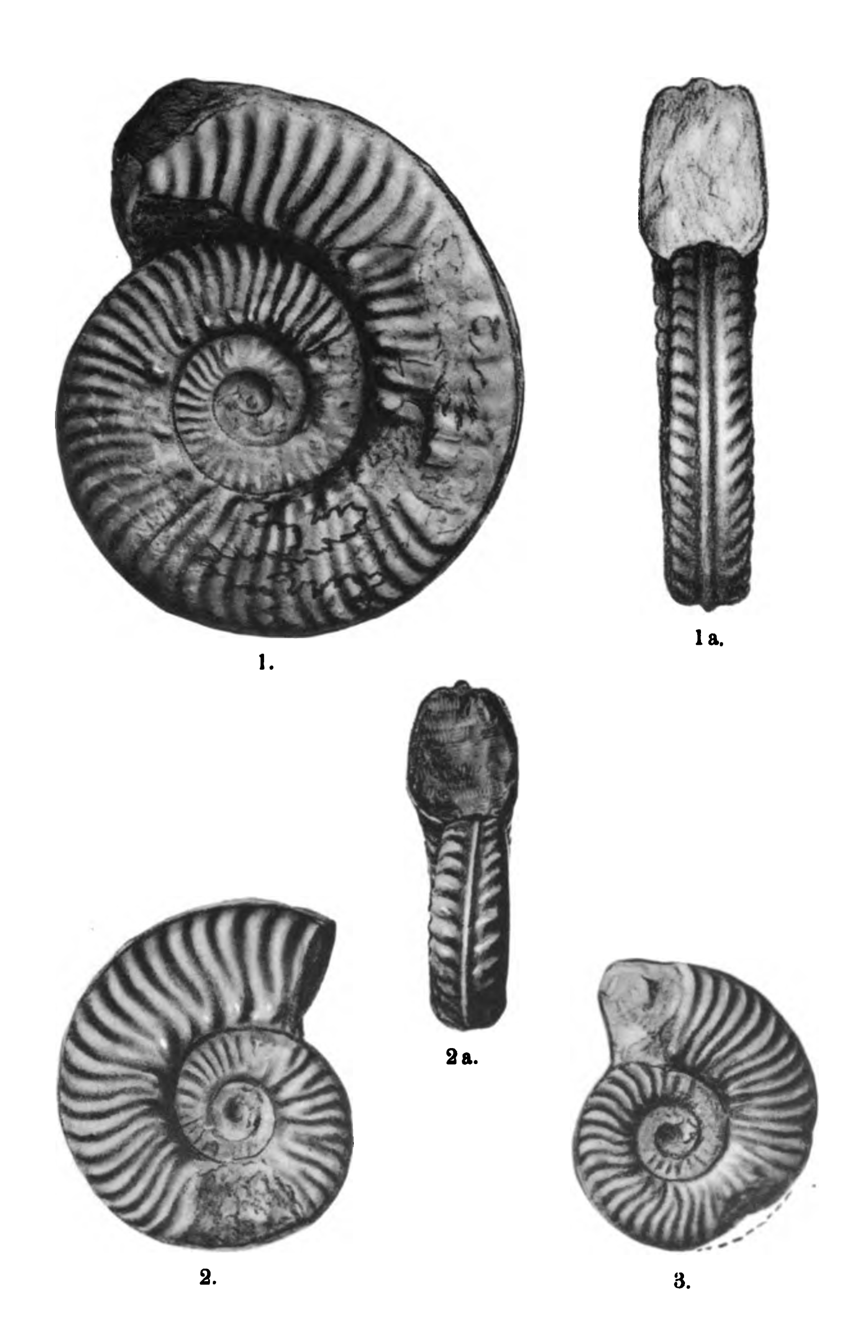
Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.





Gezeichnet von Dr. Loeschmann.

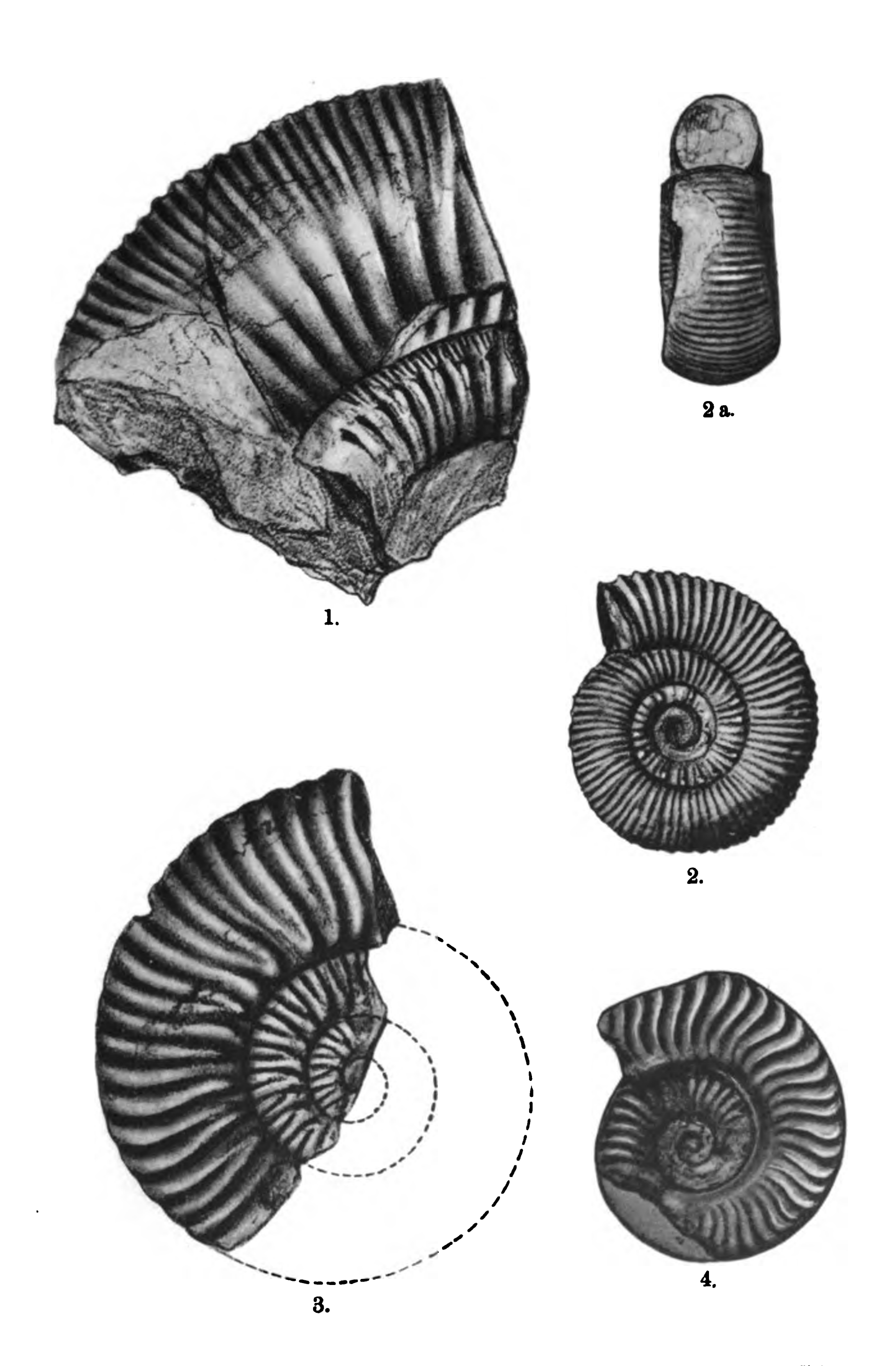
Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.



Gezeichnet von Dr. Loeschmann.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart

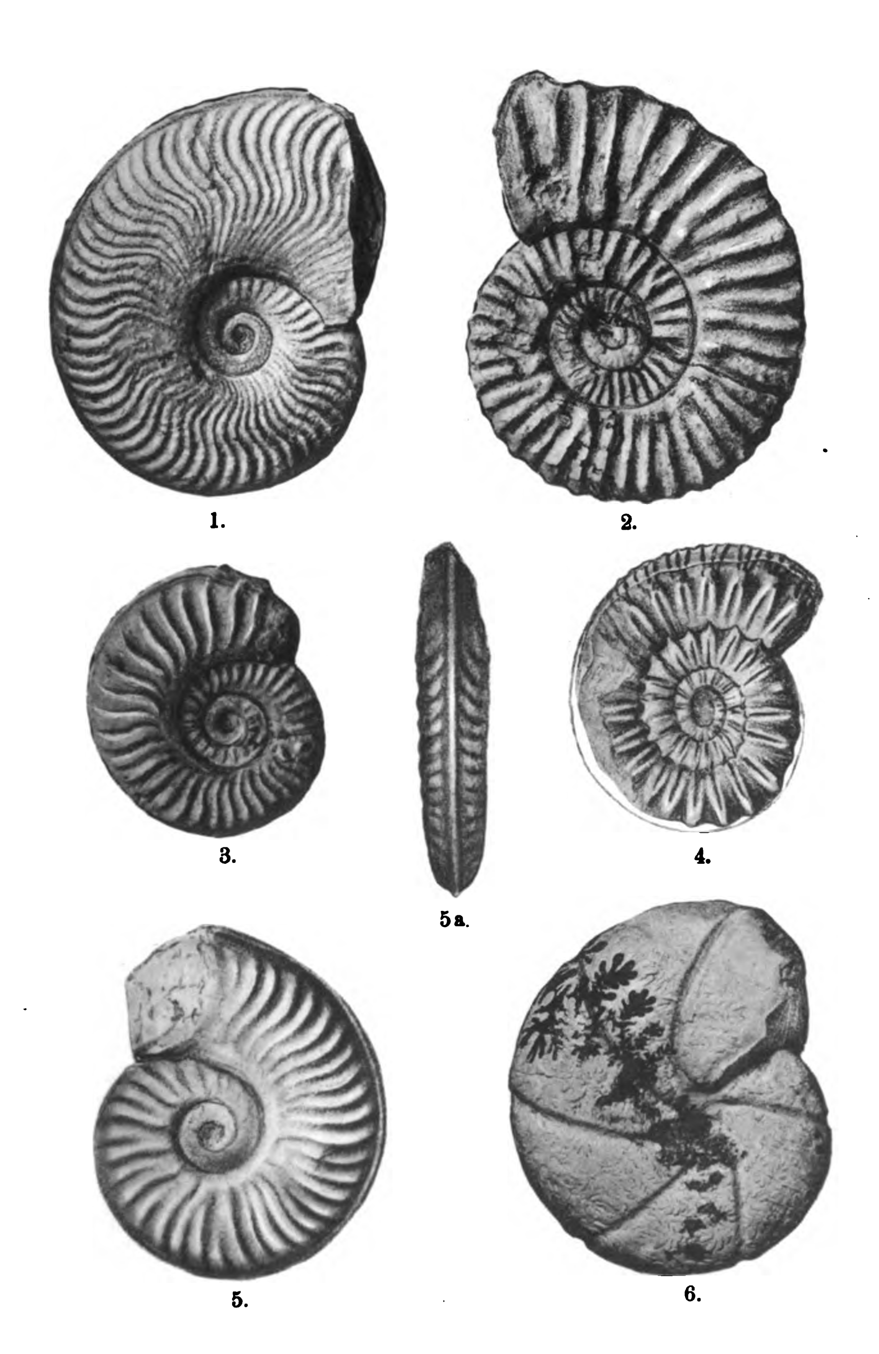
Renz: Mesozoicum der südwestlichen Balkanhalbinsel.



Gezeichnet von Dr. Loeschmann.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

Renz: Mesozoicum der südwestlichen Balkanhalbinsel.



Gezeichnet von Dr. Loeschmann.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

Renz: Mesozoicum der südwestlichen Balkanhalbinsel.



Stromoberfläche von Deckdiabas. Niederscheld.

Lichtdruck v. Eberh. Schreiber, Stuttgart.





Fig. 1.

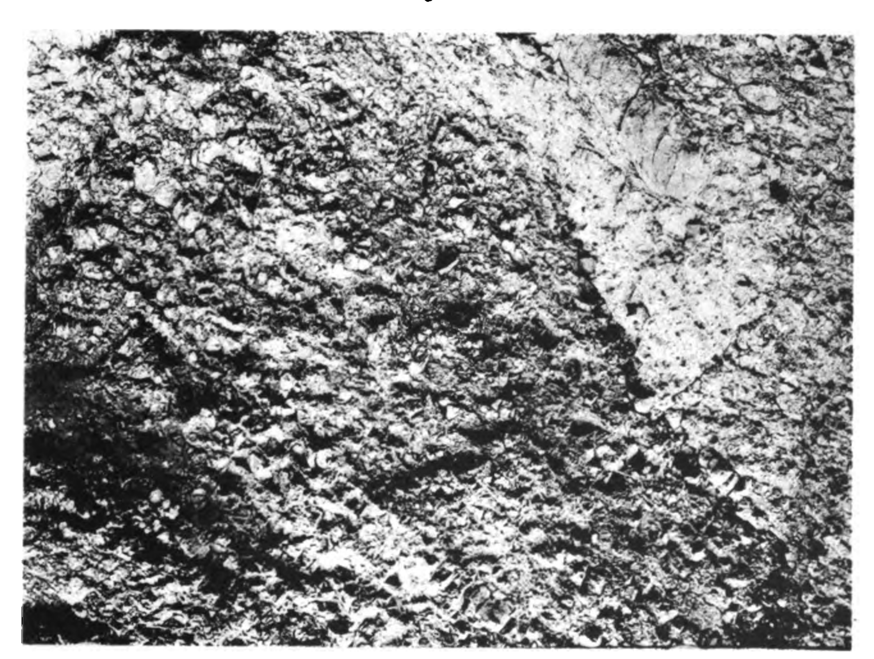


Fig. 2. Lichtdruck v. Eberh. Schreiber, Stuttgart.

1. Geflossener Diabas. Quotshausen. 2. Diabasbomben. Beilstein. Oberscheld.

Brauns: Der oberdevonische Deckdiabas etc.

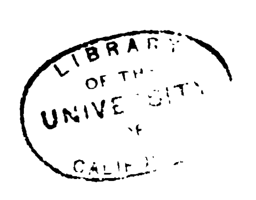




Fig. 1.

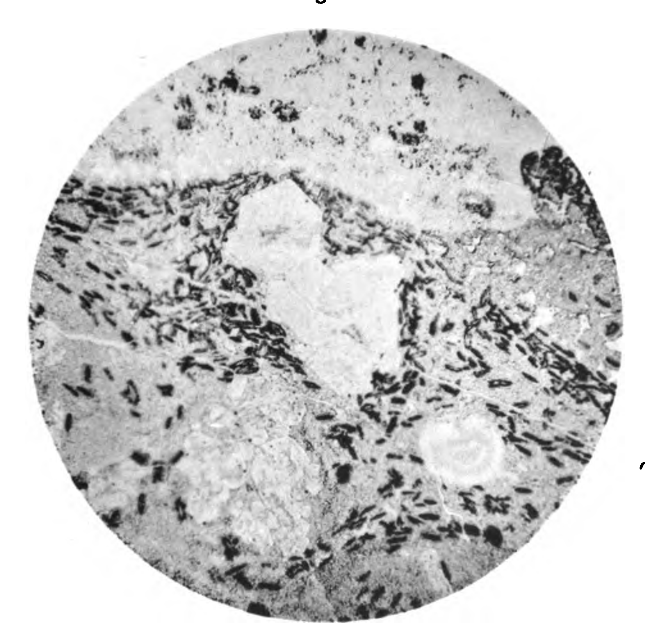


Fig. 2.

Lichtdruck v. Eberh. Schreiber, Stuttgart.

1. Deckdiabas. Niederscheld. 2. Glasige Rinde. Burg.

Brauns: Der oberdevonische Deckdiabas etc.

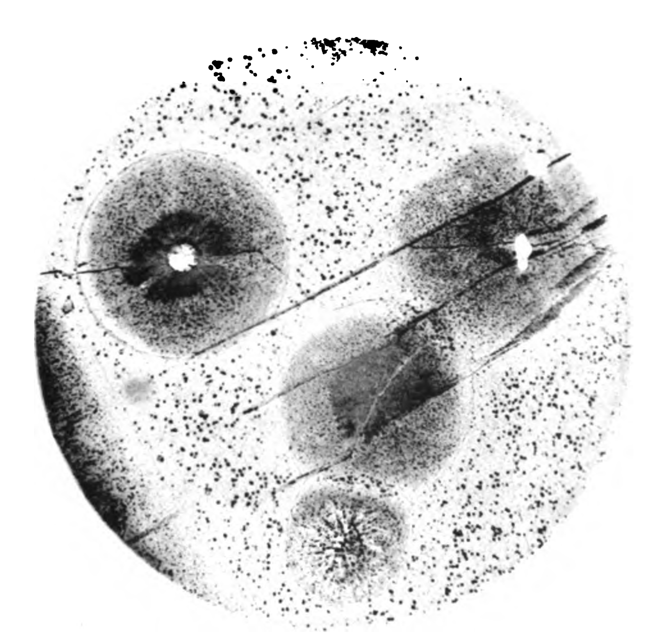


Fig. 1.

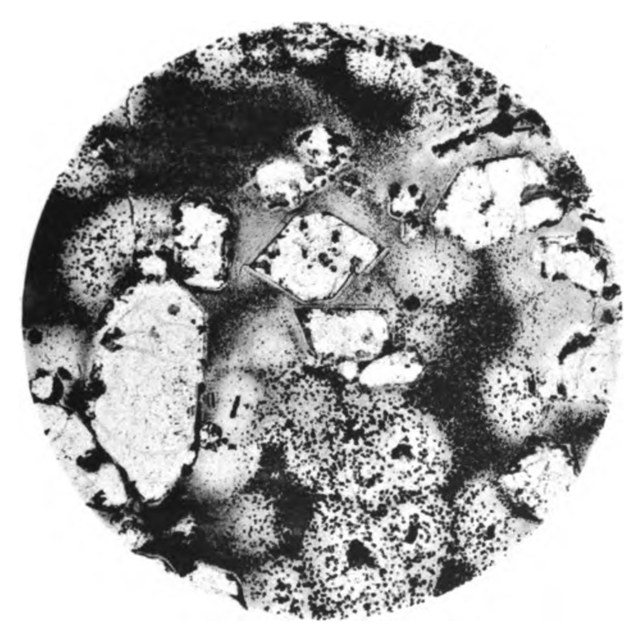


Fig. 2.

Lichtdruck v. Eberh. Schreiber, Stuttgart.

Diabasglas. Homertshausen.

Brauns: Der oberdevonische Deckdiabas etc.

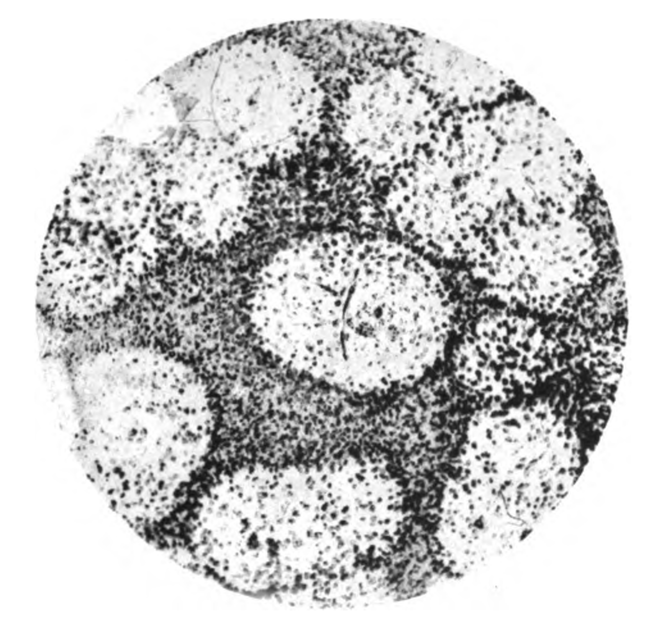


Fig. 1.

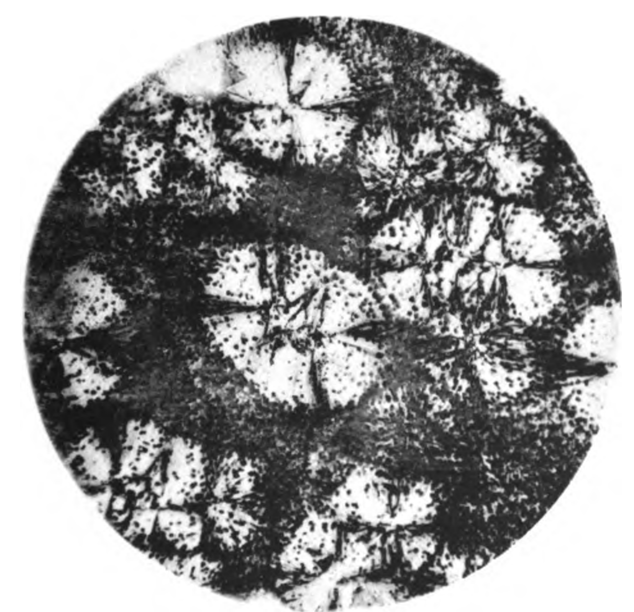
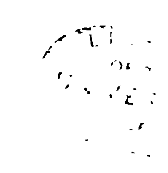


Fig. 2.

Lichtdruck v. Eberh. Schreiber, Stuttgart.

Diabasglas. Homertshausen.

Brauns: Der oberdevonische Deckdiabas etc.





Diabasbomben mit festen Bänken von Deckdiabas. Beilstein b. Oberscheld.

Lichtdruck v. Eberh. Schreiber, Stuttgart.

Brauns: Der oberdevonische Deckdiabas etc.



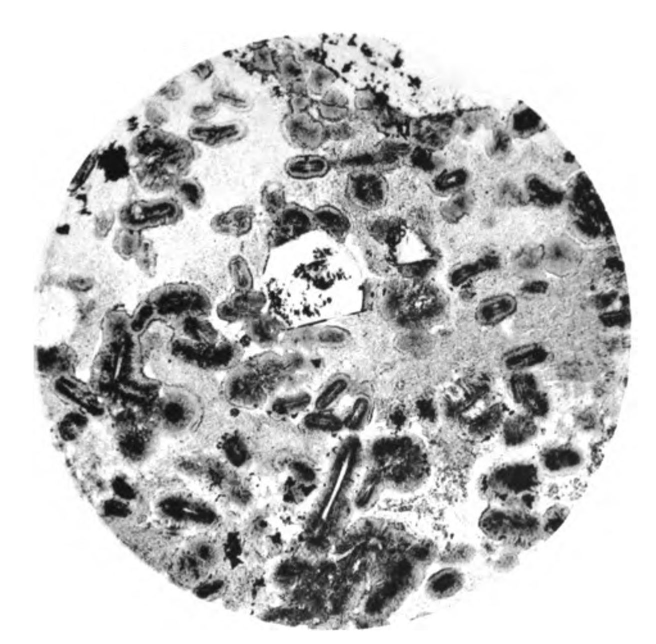
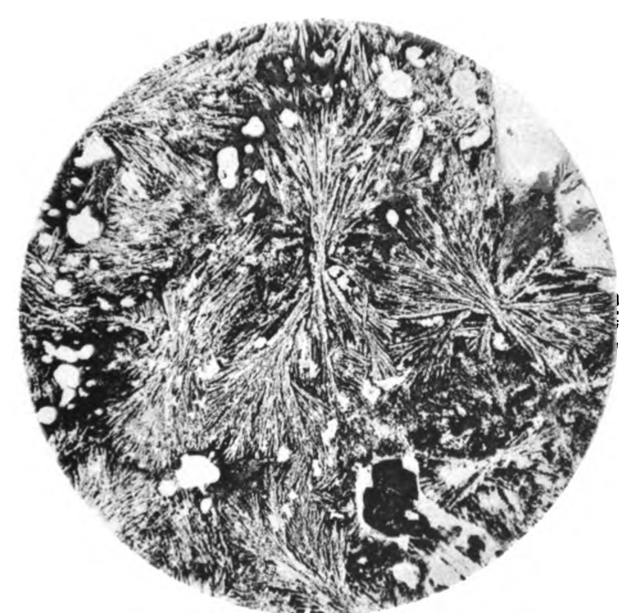


Fig. 1.



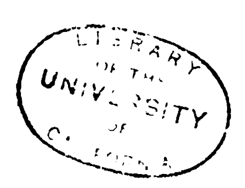
Lichtdruck v. Eberh. Schreiber, Stuttgart.

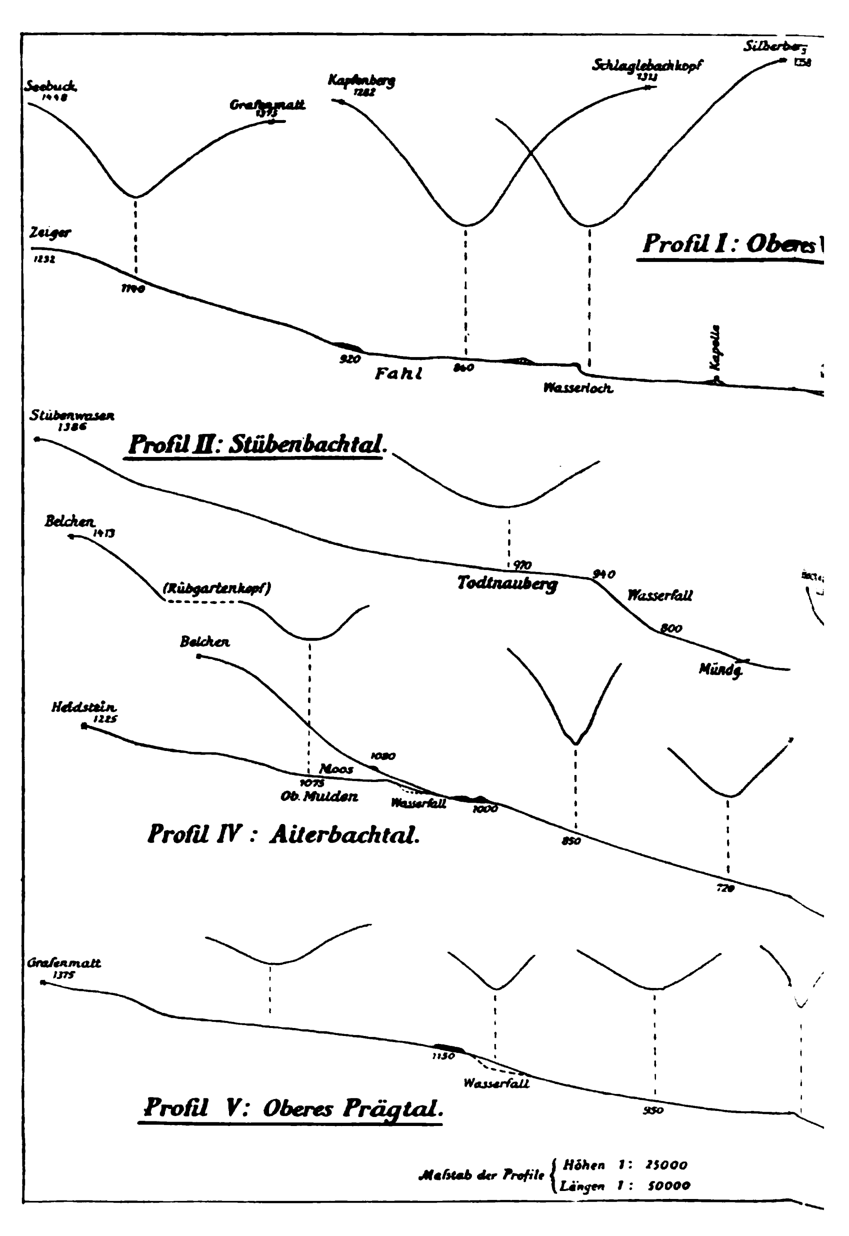
Fig. 2.

Diabasbomben. Niederscheld.

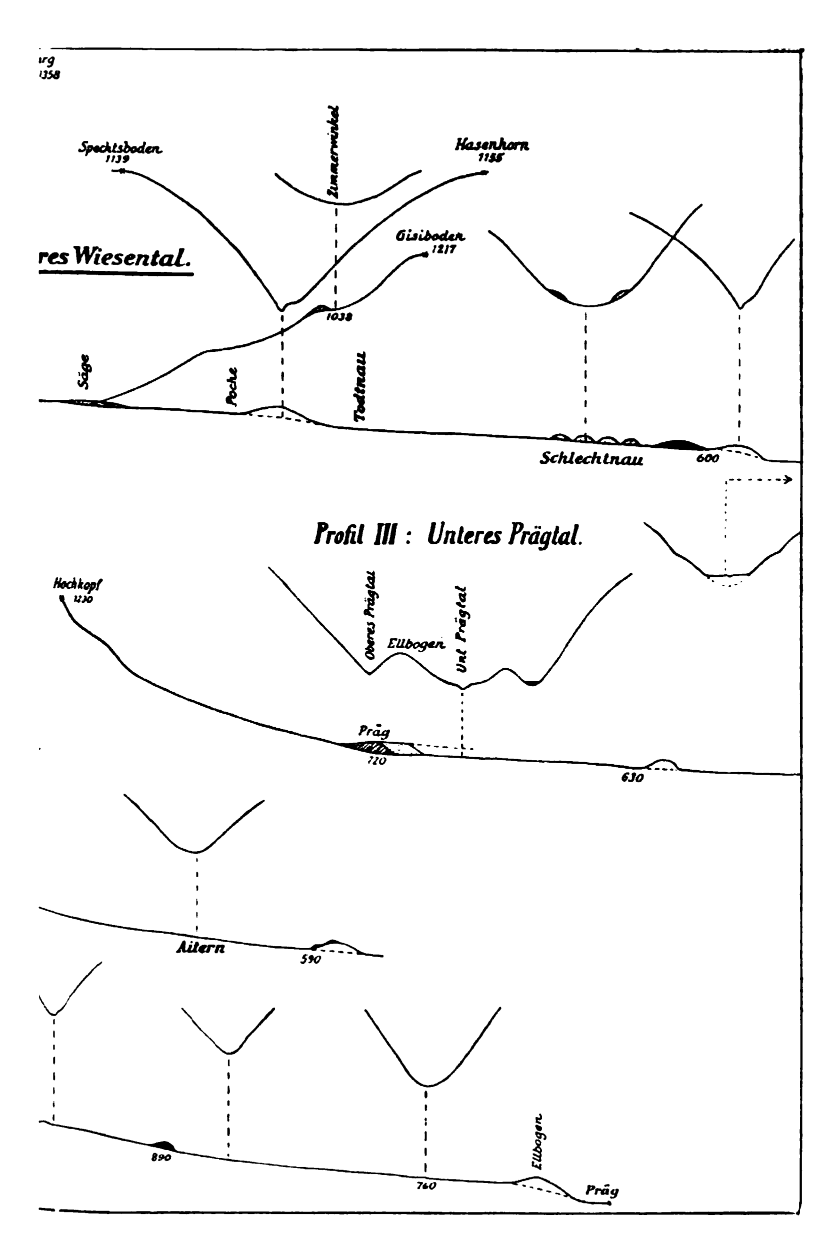
Brauns: Der oberdevonische Deckdiabas etc.



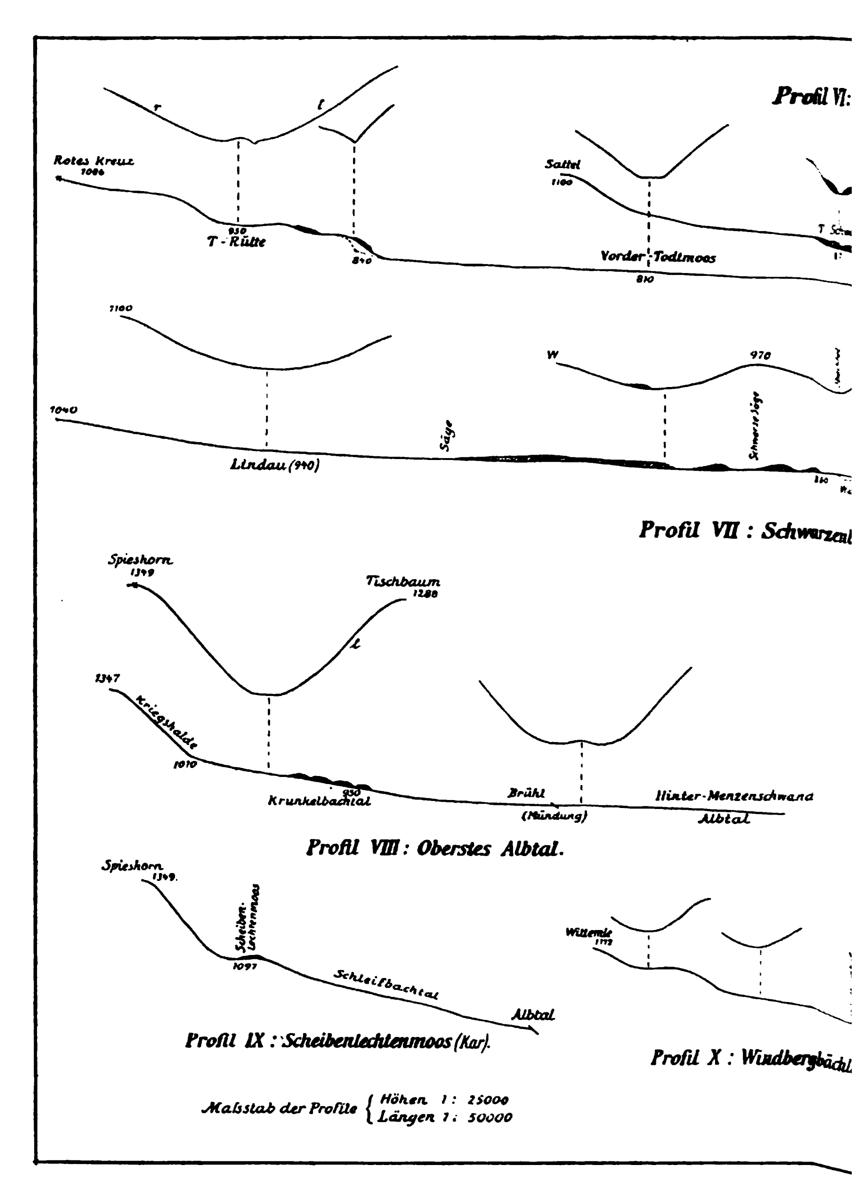




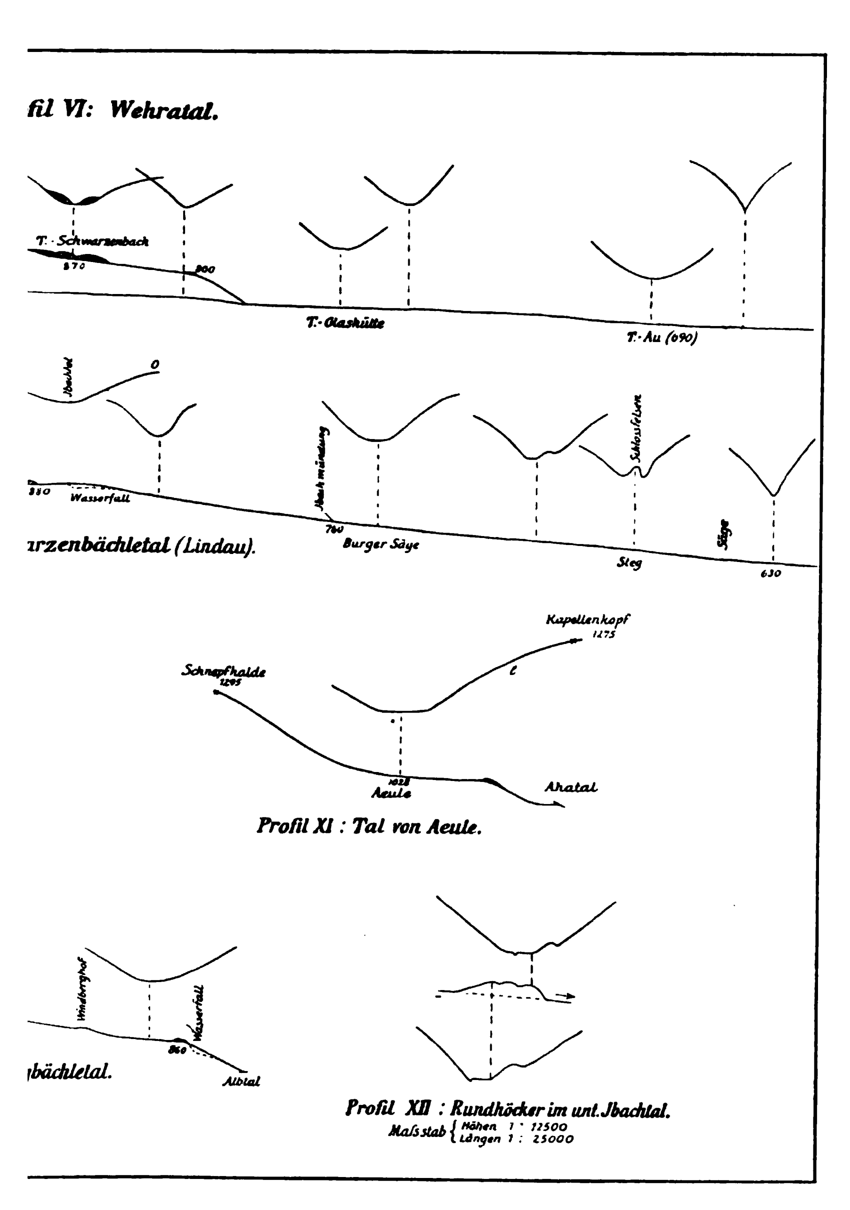
A. Huber, Beiträge zur Kenntnis der Glazial



lerscheinungen im südöstlichen Schwarzwald.



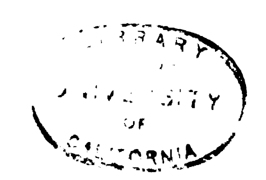
A. Huber, Beiträge zur Kenntnis der Glazialers



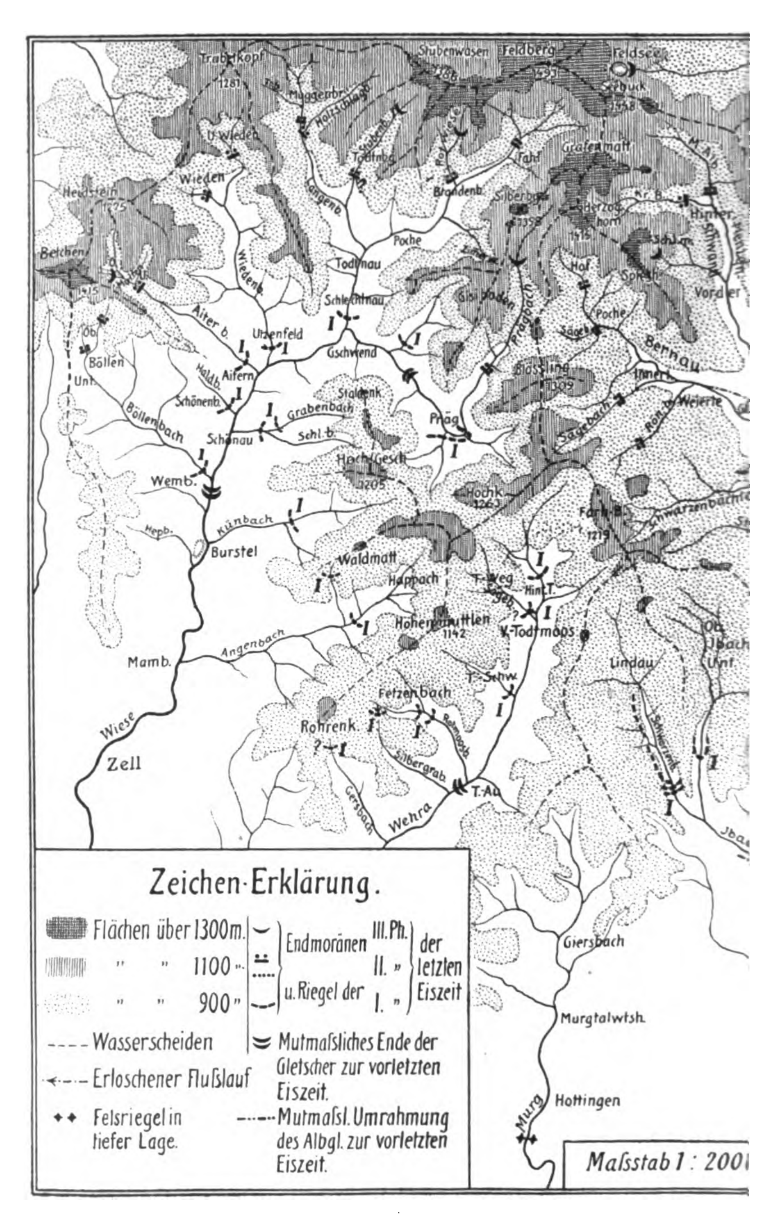
Profil XI : Tal von Aeule.

Profil XII : Rundhöcker im unt. Jbachtal.

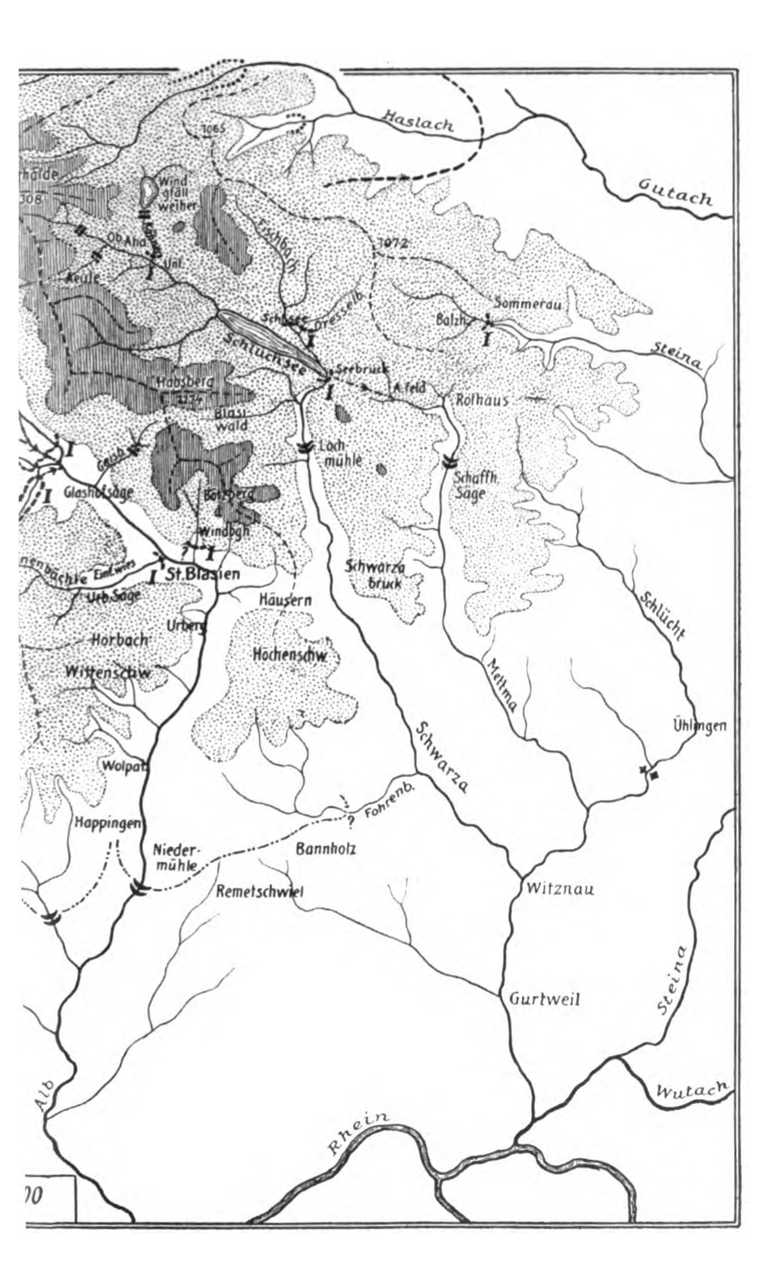
ılerscheinungen im südöstlichen Schwarzwald.



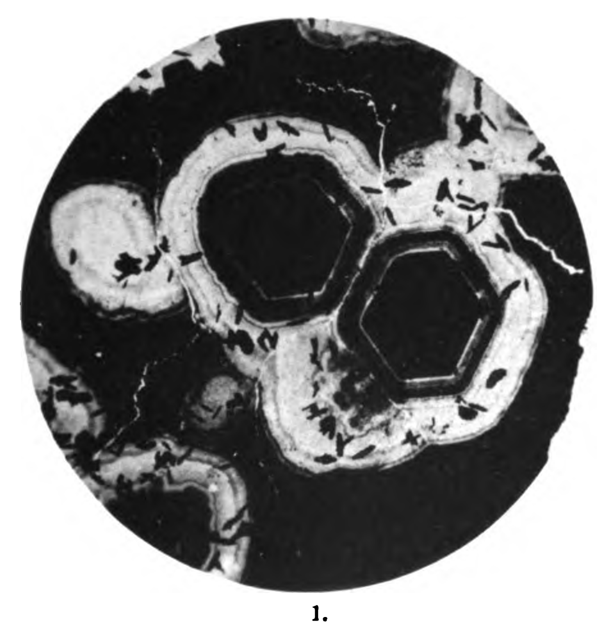

UNIVERSITY
OF
CALIFORNIA



A. Huber, Beiträge zur Kenntnis der Glazi



:erscheinungen im südöstlichen Schwarzwald.



1.



2.

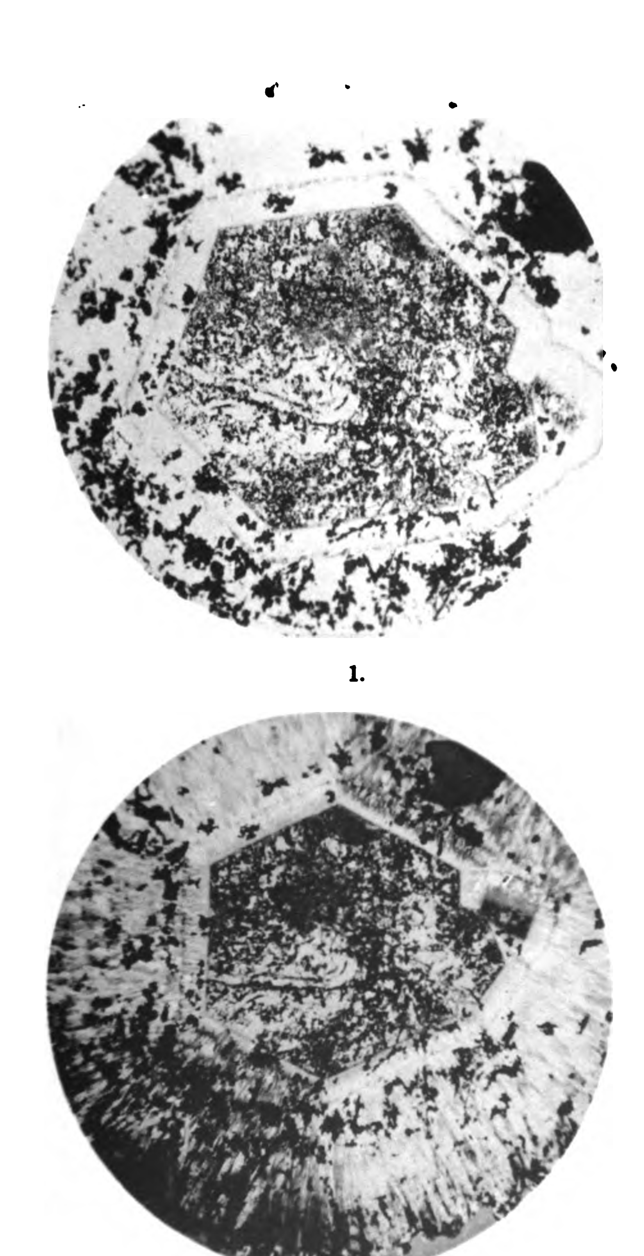
Lichtdruck von E. Schreiber, Kunstanstalt, Stuttgart.

R. Brauns: Eisenkiesel von Warstein.

Lichtdruck von E. Schreiber, Kunstanstalt Stuttgart.

R. Brauns: Eisenkiesel von Warstein.

Vergr. 90 : 1.



1.

2.

Lichtdruck von R. Schreiber, Kunstanstalt, Stuttgart.

R. Brauns: Eisenkiesel von Warstein.

Fig. 1. Vergr. 34 : 1 Fig. 2. In pol. Licht Vergr. 28 : 1.

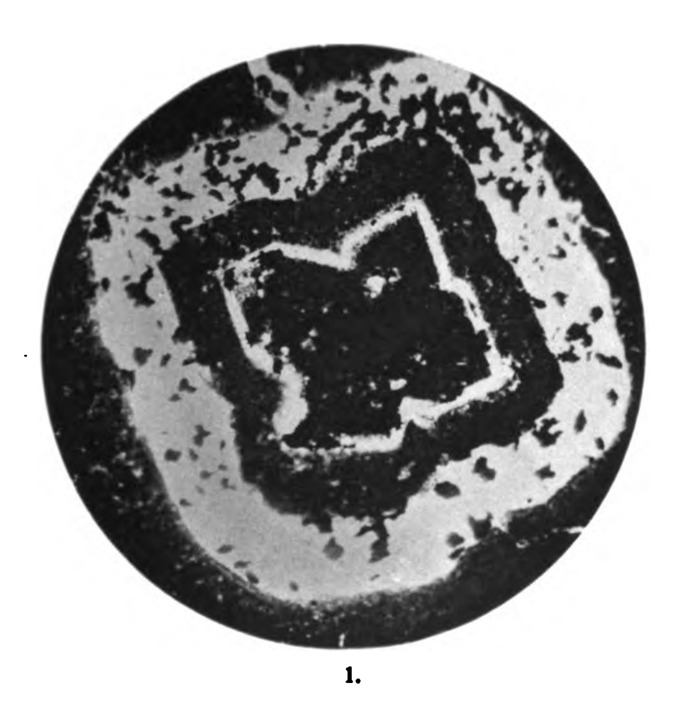

UNIVERSITY



Lichtdruck von E. Schreiber, Kunstanstalt Stuttgart.

R. Brauns: Eisenkiesel von Warstein.

Vergr. 60 : 1.



1.

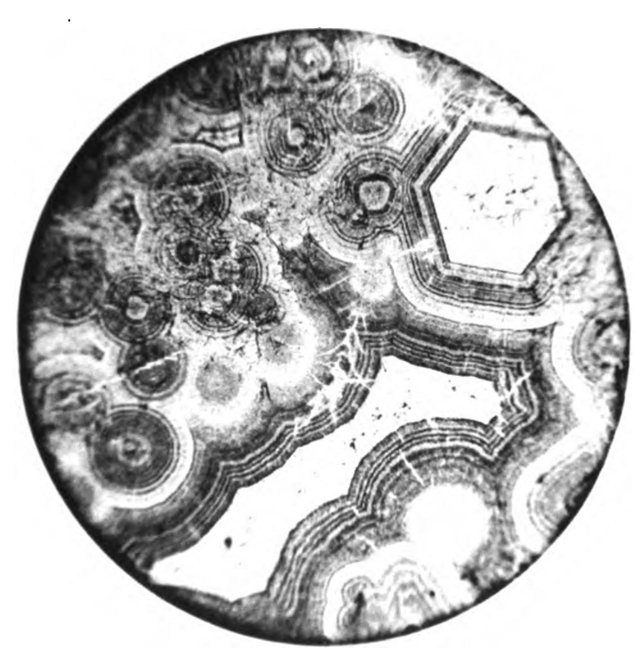


2.

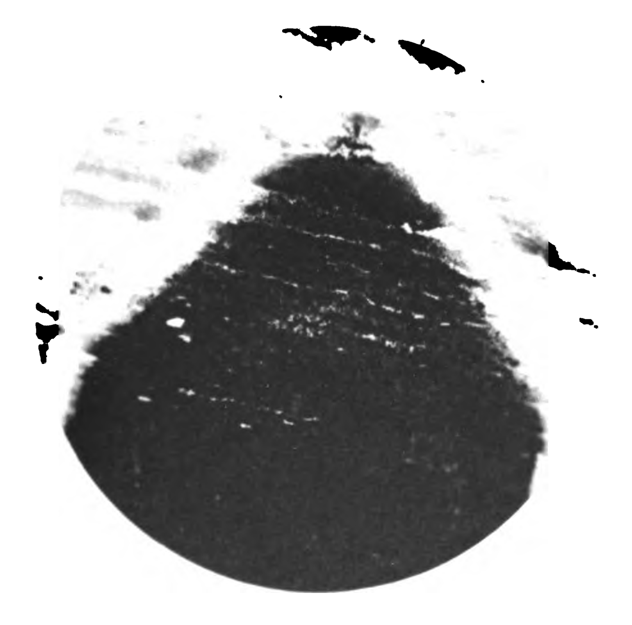
Lichtdruck von E. Schreiber, Kunstanstalt, Stuttgart.

R. Brauns: Eisenkiesel von Warstein.





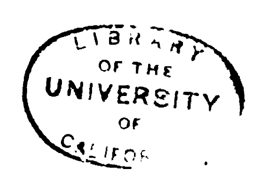
1.



2.

Lichtdruck von E. Schreiber. Kunstanstalt, Stuttgart

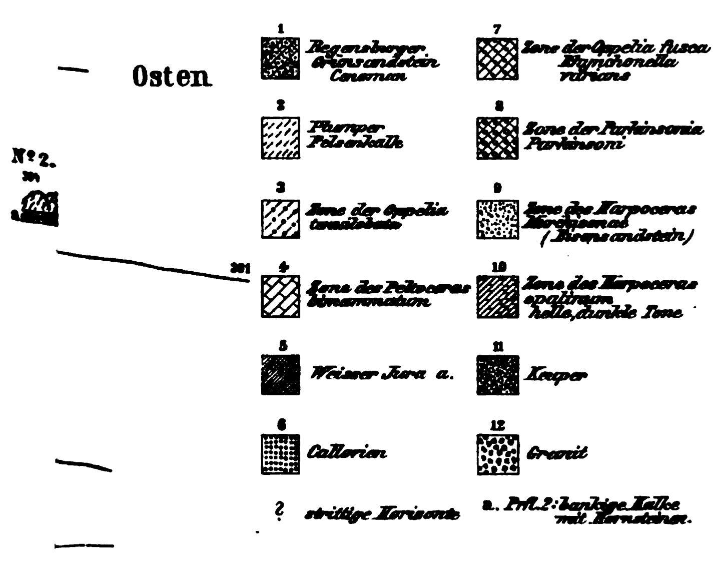
R. Brauns: Eisenkiesel von Warstein.

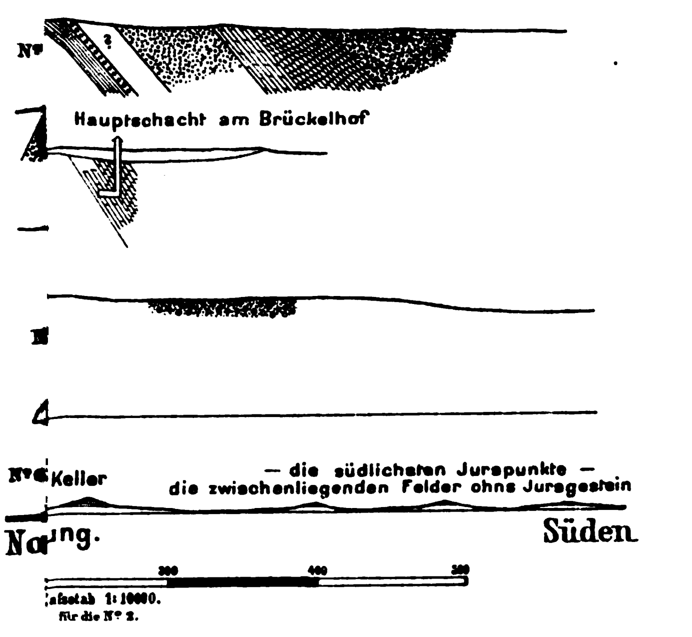

LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY
OF
CALIFOR

Lichtdruck von E. Schreiber, Kunstanstalt, Stuttgart.

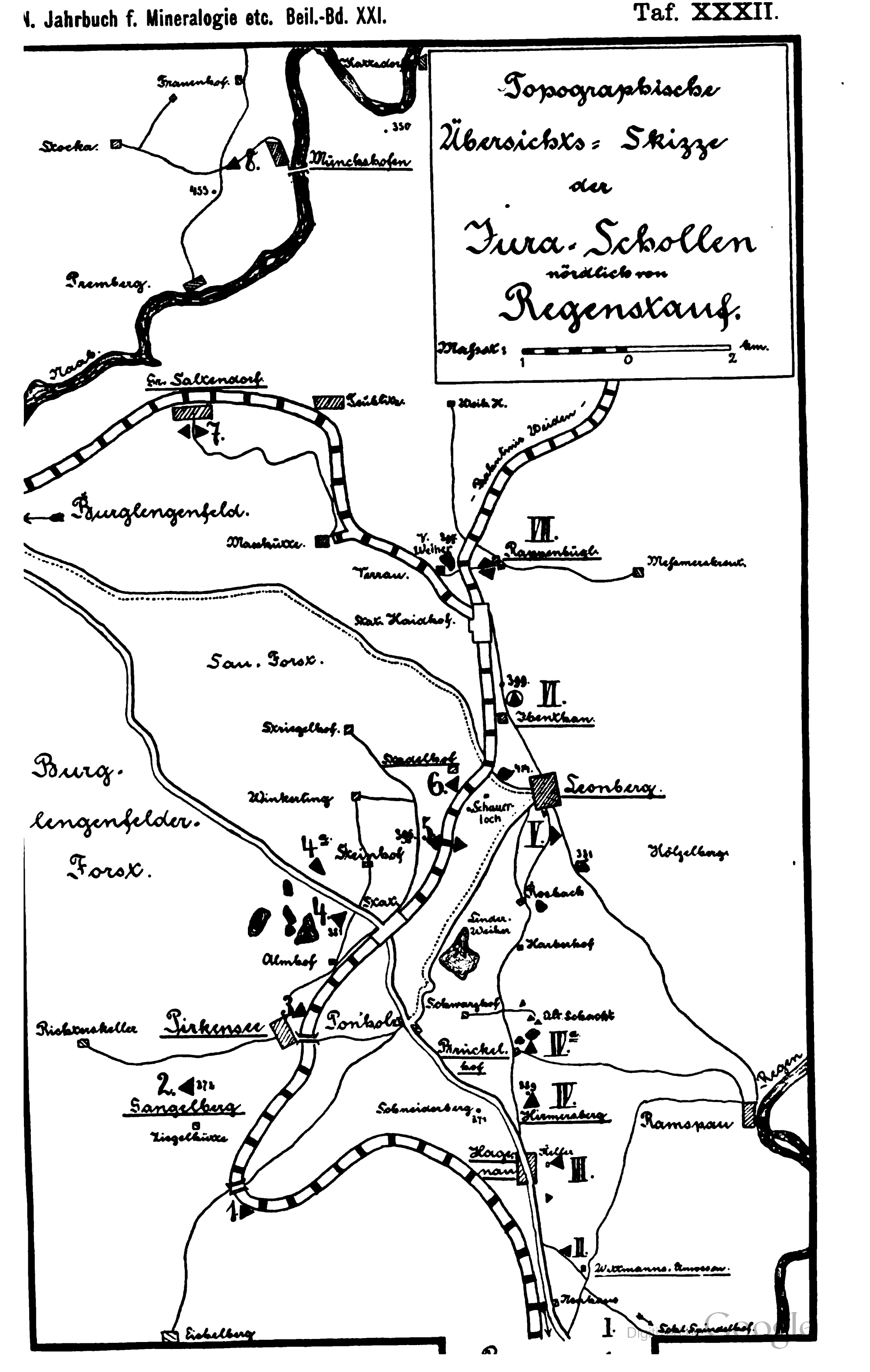
R. Brauns: Eisenkiesel von Warstein.

Apatit im Chalcedon des Eisenkiesels. Vergr. 350 : 1.

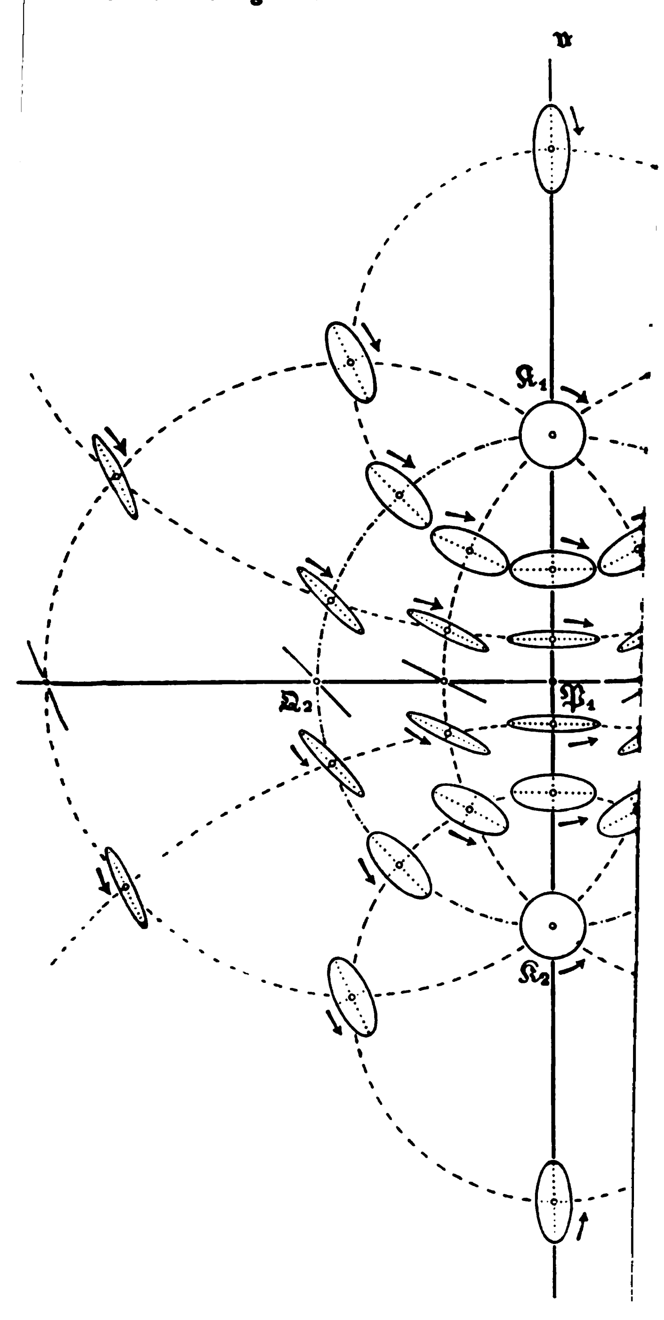




Lithographie von Wilh. C. Rübsamen-Stuttgart


Topographische
Übersichts-Skizze
der
Jura-Schollen
nördlich von
Regenstauf.
Maßstab:
1
0
2
km.
Frauenhof
Stocka
Münchshofen
Premberg
Naab
Gr. Saltendorf
Burglengenfeld
Sau. Forst.
Burg-
lengenfelder.
Forst.
Rappenbügl
Stat. Haidhof.
Ibenthan
Leonberg
Winkerling
Steinhof
Almhof
Pirkensee
Ponholz
Sangelberg
Ziegelhütte
Eichelberg
Schneiderberg
Brückelhof
Hagenau
Ramspau
Regen
Hölzelberg
Rosbach
Schauerloch
Alt. Schacht
Wittmanns. Ameseau.
1.
2.
3.
4.
5.
6.
7.
8.
I.
II.
III.
IV.
V.
VI.
VII.

N. Jahrbuch f. Mineralogie etc. Beil.-Bd. XXI.



Joachim: Charakteristiken elliptisch polarisier



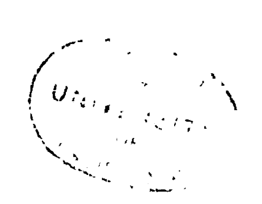
Fig. 1.



H. Joachim phot. 1905.

Fig. 2.

Rohrzucker.



-494





